

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

TIAGO DAMAS MARTINS

**ANÁLISE DE MODELOS DIGITAIS DE TERRENO NA
IDENTIFICAÇÃO DE ÁREAS SUSCETÍVEIS**

A ESCORREGAMENTOS RASOS

Tese de Doutorado

CURITIBA

2016

**ANÁLISE DE MODELOS DIGITAIS DE TERRENO NA
IDENTIFICAÇÃO DE ÁREAS SUSCETÍVEIS A
ESCORREGAMENTOS RASOS**

TIAGO DAMAS MARTINS

Tese de doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor.

Orientadora: Professora Dr^a Chisato Oka-Fiori

Curitiba, 2016

M396a Martins, Tiago Damas
 Análise de modelos digitais de terreno na identificação de áreas
 suscetíveis a escorregamentos rasos/ Tiago Damas Martins. – Curitiba,
 2016.
 148 f. : il. color. ; 30 cm.

 Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra,
 Programa de Pós-graduação em Geografia, 2016.

 Orientador: Chisato Oka-Fiori .
 Bibliografia: p. 136-148.

 1. Escorregamentos (Geologia) - Modelos matemáticos. 2. Modelo digital
 do terreno. 3. Deslizamento - Antonina (PR). I. Universidade Federal do
 Paraná. II.Oka-Fiori, Chisato. III. Título.

CDD: 551.307



MINISTÉRIO DE EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



PARECER

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Curso de Pós-Graduação em Geografia reuniram-se para a arguição da Tese de Doutorado, apresentada pelo (a) candidato (a) **TIAGO DAMAS MARTINS** intitulada "ANÁLISE DE MODELOS DIGITAIS DE TERRENO NA IDENTIFICAÇÃO DE ÁREAS SUSCETÍVEIS A ESCORREGAMENTOS RASOS", para obtenção do grau de Doutor em Geografia, do Setor de Ciências da Terra, da Universidade Federal do Paraná Área de Concentração **Espaço, Sociedade e Ambiente**, Linha de Pesquisa Paisagem e Análise Ambiental.

Após haver analisado o referido trabalho e argüido o (a) candidato (a), são de parecer pela APROVAÇÃO da Tese.

Curitiba, 22 de fevereiro de 2016.

Nome e Assinatura da Banca Examinadora:

Prof.ª Dr.ª Chisato Oka Fiori - orientadora

Prof. Dr. Carlos Bateira – Universidade do Porto – Portugal

Prof.ª Dr.ª Ambrosina Helena F. Pascutti – UFRural/RJ

Prof. Dr. Claudinei Taborda da Silveira – PPGGEO/UFPR

Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos – PPGGEO/UFPR

DEDICATÓRIA

To BCV, thank you for enlighten the path.

AGRADECIMENTOS

A elaboração deste trabalho não teria sido possível sem a contribuição inestimável de professores, pesquisadores e colegas. Contudo, qualquer má interpretação, omissão de informações, ou falha neste documento, é de minha inteira responsabilidade.

Antes de mais nada quero agradecer imensamente a Professora Chisato Oka-Fiori por esta oportunidade e voto de confiança, além do seu inabalável bom-humor. E também a CAPES e o Programa Ciências Sem Fronteiras pela concessão de bolsa tanto no país, quanto no exterior.

Agradeço ao Professor David R. Montgomery por proporcionar a realização do estágio na *University of Washington*. Assim como sua infinita gentileza em me atender quando das dúvidas sobre Geomorfologia, SHALSTAB ou as conversas sobre livros “velhos”.

Ainda da UW deixo meus mais sinceros agradecimentos ao “Mestre dos Magos” Harvey Greenberg, que sempre esteve presente nas discussões sobre SIG e LiDAR, além das nossas excursões ao telhado do prédio. Do GisLAB saúdo a Dra. Lopamudra Dasgupta pela disposição nas conversas e seu interesse no trabalho.

Nenhum trabalho em PPG acontece sem a contribuição da equipe da secretaria, e por isto, meu sincero obrigado a Adriana C. Oliveira e ao Luiz C. Zem.

Também agradeço o apoio e as colaborações dos Professores que participaram da qualificação e avaliação final: Ambrosina H. F. Gontijo-Pascutti, Carlos Bateira, Claudinei T. da Silveira, Leonardo J. C. dos Santos e Renato F. Guimarães.

Last but not least, sou imensamente grato a Professora Bianca C. Vieira, pela oportunidade única de percorrermos a “estrada” juntos; pelo aprendizado intelectual e científico; por nossas infindáveis conversas sobre a Geografia; e por todas as aventuras que tivemos.

EPÍGRAFE

“[...] a Geografia era uma ciência ou uma erudição? Os textos antigos devem ser defendidos, ou a observação devia pôr seus erros a nu? O mundo culto da Geografia estava dividido entre humanistas de gabinete e empiristas ávidos pela pesquisa de campo”.

Felipe Fernández-Armesto, 2009.

RESUMO

Métodos preditivos foram desenvolvidos, sobretudo, a partir da década de 1990, no intuito de identificar áreas suscetíveis a escorregamentos. Um dos exemplos é o modelo matemático em bases físicas SHALSTAB (*Shallow Landsliding Stability Model*), que calcula o potencial de instabilidade a escorregamentos rasos a partir de parâmetros físicos do solo e topográficos. Geralmente estes últimos são obtidos por meio da construção de Modelos Digitais de Terreno (MDT's), principalmente a partir de ferramentas convencionais (curvas de nível). Entretanto, mais recentemente o sistema LiDAR (*Light Detection and Ranging*), está sendo utilizado no Brasil. Desta forma, este trabalho teve como objetivo analisar diferentes MDT's, gerados a partir de dados convencionais e do LiDAR, e suas influências na geração de mapas de suscetibilidade a escorregamentos rasos utilizando o modelo SHALSTAB. Para tanto foram analisadas as propriedades físicas do solo, a resposta do modelo quando da aplicação de dados topográficos convencionais e do LiDAR na geração de MDT's, e a eficiência dos mapas de suscetibilidade a partir de diferentes dados topográficos. A área selecionada localiza-se no perímetro urbano do município de Antonina (PR), atingida por escorregamentos em março de 2011. Dentre os resultados foi avaliado diferentes operações de interpolação dos dados LiDAR, sendo que o *Triangulation/Natural Neighbor* foi o que mostrou melhor desempenho. Verificou-se também que em um dos índices de avaliação (Concentração de Cicatrizes) houve melhor performance do MDT derivado do LiDAR em comparação com o originado das curvas de nível, entretanto, no índice de Potencial de Escorregamento, foi constatado um reduzido aumento. Portanto, foi possível analisar os MDT's, sendo que aquele derivado do LiDAR melhorou infimamente o percentual de acerto. Nota-se também uma lacuna nas pesquisas realizadas no Brasil sobre a utilização de produtos gerados a partir de dados LiDAR, em análises geomorfológicas.

Palavras-chave: SHALSTAB; LiDAR; Serra do Mar; Antonina; Escorregamentos Rasos.

ABSTRACT

Predictive methods have been developed, especially since the 1990s, in order to identify landslide prone areas. One of the examples it is the physically based model SHALSTAB (*Shallow Landsliding Stability Model*), that calculate the potential instability for shallow landslides based on physical soil properties and the topography. Generally, the later are obtained from the Digital Terrain Model (DTM), mainly from conventional tools (contour lines). However, more recently the LiDAR (*Light Detection and Ranging*) system has been used in Brazil. Thus, this study aimed to evaluate different DTM's, generated from conventional data and LiDAR, and their influence in generating susceptibility maps to shallow landslides using SHALSTAB model. For that were analyzed the physical properties of soil, the response of the model when applying conventional topographical data and LiDAR's in the generation of DTM, and the maps of susceptibility based on different topographical data. The selected area is located in the urban perimeter of the municipality of Antonina (PR), affected by landslide in March 2011. Among the results, it was evaluated different LiDAR data interpolation, wherein the *Triangulation/Natural Neighbor* presented the best performance. It was also found that in one of evaluation indexes (Scars Concentration), the LiDAR derived DTM presented the best performance when compared with the one originated from contour lines, however, the Landslide Potential index, has presented a small increase. Therefore, it was possible to assess the DTM's, and that one derived from LiDAR improved very little the certitude percentage. It is also noted a gap in researches carried out in Brazil on the use of products generated from LiDAR data, geomorphological analysis.

Key-Words: SHALSTAB; LiDAR; Serra do Mar; Antonina; Shallow Landslides.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização geral da área de estudo e do perímetro urbano e periurbano do município de Antonina e Bacias Hidrográficas experimentais.	21
Figura 2: A) Bloco Diagrama representativo de escorregamento rotacional, apresentado as feições de Head Scarpa (Escarpa superior), Back-rotated block (Bloco de rotação reversa), Secondary scarp (Escarpa secundária) e Bulging Toe (Volume de sopé); e B) Bloco Diagrama representativo de escorregamento translacional de solo (Soil), sobre rocha (Bedrock) e Rampas de Colúvio (Soil and colluvial apron), apresentando as feições de Source Area (Área de origem), Transport Zone (Zona de Transporte), Deposit Zone (Zona de Depósito), Bouldery snout (blocos frontais) e Debris levee (detritos de borda). Fonte: adaptado de BIERMAN; MONTGOMERY (2014).	27
Figura 3: Esquema representativo da operação do sistema LiDAR numa varredura aerotransportada. O mecanismo opera por meio da emissão de um feixe <i>laser</i> em <i>zigzag</i> , gerando uma “nuvem” de pontos sobre a superfície. Após incidir sobre a superfície, o sinal <i>laser</i> é refletido e é captado pelo sensor do equipamento, sendo possível obter valores de coordenadas (x,y e z) pela correlação com o sistema GPS no solo, além de um sistema inercial (IRS – <i>Inertial Reference System</i>) para a correção do deslocamento. Fonte: Flood; Gutelius, 1997.	42
Figura 4: Representação da incidência e do retorno de pulsos <i>laser</i> sobre um objeto e sua relação com a amplitude da frequência e tempo de deslocamento do sinal, captado pelo equipamento, o que define uma classificação para cada pulso entre o primeiro retorno (<i>First Return</i>) até o último retorno (<i>Last Return</i>). Fonte: ESRI, 2013.	43
Figura 5: Representação digital do relevo (sombreado) obtido de dados LiDAR. Áreas coloridas exibem depósitos de escorregamentos classificados por sua idade relativa, mais jovem (A) até mais antigo (D). Em vermelho (hachura) a extensão aproximada do escorregamento que atingiu a comunidade de OSO (Washington, EUA), em março de 2014. Fonte: Haugerud, 2014.	45
Figura 6: MDT-LiDAR aplicado no mapeamento de feições de deslizamentos (esquerda) e na suscetibilidade utilizando o modelo TRIGRS Fonte: Baum <i>et al</i> , 2005.	46
Figura 7: A Serra do Mar paranaense. Foto: Tiago D. Martins.	50
Figura 8: Representação da Serra do Mar entre os estados do Paraná e Santa Catarina, com perfis topográficos. Fonte: adaptado de Gontijo-Pascutti <i>et al</i> . (2012).	50

Figura 9: Escorregamentos na Serra do Mar. A) Caraguatatuba (SP) em 1967. B) Serra do Cubatão (SP) em 1985. C) Ilhota (SC) em 2008. Fonte: Adaptado de Vieira; Gramani (2015).	53
Figura 10: A) Pico Paraná, a mais alta elevação da Serra do Mar paranaense, com 1.877 m, localizado no município de Antonina/PR em primeiro plano, e ao fundo, o ambiente estuarino da Baía de Antonina/Paranaguá. B) Detalhe da área urbana junto à orla da baía. C) Visão geral da Baía de Antonina e área urbana do município. Fotos: Tiago D. Martins.	54
Figura 11: Movimentos de massa ocorridos no Morro do Bom Brinquedo, em 11 de março de 2011; A) área afetada no setor Sudoeste do Morro e B) cicatriz remanescente de escorregamento do Morro. Fotos: A) Bianca C. Vieira em 2011 e B) Tiago D. Martins em 2014.	56
Figura 12: Precipitação Pluvial registrada na estação pluviométrica do município de Antonina entre os dias 01 e 11 de março de 2011. Fonte: SIMEPAR (2011).	56
Figura 13: Localização da área de estudo e do perímetro urbano e periurbano do município de Antonina e Bacias Hidrográficas experimentais (BHBB e BHL), no Morro do Bom Brinquedo.....	58
Figura 14: Fluxograma Esquemático da Pesquisa.	60
Figura 15: Exemplo de retificações realizadas nas Curvas de Nível Intermediárias oriundas do PMA (2007), sendo: A) dados originais, e B) depois das retificações. ..	61
Figura 16: (A) representação matricial em um plano cartesiano x/y , e (B) representação tridimensional do plano cartesiano acrescido da informação altimétrica z para geração de uma superfície digital em três dimensões. Fonte: Guimarães, 2000.	63
Figura 17: Ferramenta <i>Topo to raster</i> (adaptado de ESRI, 2015).	64
Figura 18: Ferramenta <i>LAS Dataset to Raster</i> (adaptado de ESRI, 2015).....	67
Figura 19: Variação da propriedade coesão em relação à profundidade do solo, a partir dos dados levantados <i>in situ</i> por Kozciak (2005) e Lopes (2013) e a indicação dos valores adotados nos cenários.....	71
Figura 20: Dados utilizados para o mapeamento de cicatrizes: (A) Mapa de Cicatrizes do inventário elaborado por MINEROPAR (2013); (B) Mapa de cicatrizes elaborado por Martins <i>et al.</i> (2015), utilizando imagem multiespectral e (C) Correlação das cicatrizes de ambos produtos sobre uma ortofoto.....	74
Figura 21: Exemplo de resultado expresso SHALSTAB quando aplicado como rotina em SIG, no <i>software ArcView 3.3</i>	75
Figura 22: Mapa de Cicatrizes de escorregamentos para as BHBB e BHL.	80

Figura 23: Relação da área das cicatrizes (BHBB e BHL) para os trabalhos analisados e o Mapa de Cicatrizes (obtido nesta pesquisa).....	81
Figura 24: Disposição das cicatrizes para: A) Área de Contribuição da BHL; e B) Ângulo das Vertentes da BHL; C) Área de Contribuição da BHBB; e D) Ângulo das Vertentes da BHBB.	82
Figura 25: Cenários de Suscetibilidade a escorregamentos gerados pelo modelo SHALSTAB para a BHBB, utilizando valores distintos de coesão (c') e de espessura do solo (z).....	86
Figura 26: Cenários de Suscetibilidade a escorregamentos gerados pelo modelo SHALSTAB para a BHL, utilizando valores distintos de coesão (c') e de espessura do solo (z).	87
Figura 27: Distribuição de F e CC para o CN1A (z : 1m; c' : zero).....	88
Figura 28: Distribuição do Potencial de Escorregamento (PE) para o CN1A (z : 1m; c' : zero).	89
Figura 29: Distribuição de F e CC para o CN1B (z : 1m; c' : 2.500 Pa).....	90
Figura 30: Distribuição do PE para o CN1B (z : 1m; c' : 2.500 Pa).	90
Figura 31: Distribuição de F e CC para o CN2A (z : 2m; c' : 5.000 Pa).....	91
Figura 32: Distribuição do PE para o CN2A (z : 2m; c' : 5.000 Pa).	91
Figura 33: Distribuição de F e CC para o CN2B (z : 2m; c' : 8.000 Pa).....	92
Figura 34: Distribuição do PE para o CN2B (z : 2m; c' : 8.000 Pa).	92
Figura 35: Distribuição de F e CC para o CN3A (z : 3m; c' : 4.000 Pa).....	93
Figura 36: Distribuição do PE para o CN3A (z : 3m; c' : 4.000 Pa).	94
Figura 37: Distribuição de F e CC para o CN3B (z : 3m; c' : 10.000 Pa).....	95
Figura 38: Distribuição do PE para o CN3A (z : 3m; c' : 10.000 Pa).	95
Figura 39: Distribuição de F e CC para o CN1A (z : 1m; c' : zero).....	96
Figura 40: Distribuição do Potencial de Escorregamento (PE) para o CN1A (z : 1m; c' : zero).	97
Figura 41: Distribuição de F e CC para o CN1B (z : 1m; c' : 2.500 Pa).....	98
Figura 42: Distribuição do PE para o CN1B (z : 1m; c' : 2.500 Pa).	98
Figura 43: Distribuição de F e CC para o CN2A (z : 2m; c' : 5.000 Pa).....	99
Figura 44: Distribuição do PE para o CN2A (z : 2m; c' : 5.000 Pa).	99
Figura 45: Distribuição de F e CC para o CN2B (z : 2m; c' : 8.000 Pa).....	100
Figura 46: Distribuição do PE para o CN2B (z : 2m; c' : 8.000 Pa).	100

Figura 47: Distribuição de F e CC para o CN3A (z: 3m; c': 4.000 Pa).....	101
Figura 48: Distribuição do PE para o CN3A (z: 3m; c': 4.000 Pa).	101
Figura 49: Distribuição de F e CC para o CN3B (z: 3m; c': 10.000 Pa).....	102
Figura 50: Distribuição do PE para o CN3A (z: 3m; c': 10.000 Pa).	103
Figura 51: Resultado da operação de filtragem de dados LiDAR (“nuvem de pontos”), sobreposta à ortofoto. (A) Área da BHBB antes da filtragem, (B) depois da filtragem; (C) Área da BHL antes da filtragem e (D) depois da filtragem. A coloração dos pontos refere-se à variação do valor altimétrico.	108
Figura 52: Relevo sombreado da BHBB gerado a partir de um raster com <i>grid</i> de 1 metro por diferentes interpoladores, sendo: A) <i>Average/NN</i> ; B) <i>IDW/NN</i> ; C) <i>Nearest/NN</i> e D) <i>Triangulation/NN</i>	110
Figura 53: Relevo sombreado da BHL gerado a partir de um <i>raster</i> com <i>grid</i> de 1 metro por diferentes interpoladores, sendo: A) <i>Average/NN</i> ; B) <i>IDW/NN</i> ; C) <i>Nearest/NN</i> e D) <i>Triangulation/NN</i>	111
Figura 54: Detalhe do relevo sombreado da BHBB para cada ferramenta/interpolador utilizada na elaboração do MDT-LiDAR, sendo: A) <i>Average/NN</i> , com destaque em vermelho para o perímetro de cicatrizes e em amarelo a área urbanizada; B) <i>IDW/NN</i> ; C) <i>Nearest/NN</i> e D) <i>Triangulation/NN</i>	111
Figura 55: Cenários de Suscetibilidade a escorregamentos gerados pelo modelo SHALSTAB para a BHBB utilizando o MDT-LiDAR. Para cada cenário variou-se a ferramenta/interpolador, a saber: CnL1: <i>Average/NN</i> ; CnL2: <i>IDW/NN</i> ; CnL3: <i>Nearest/NN</i> ; CnL4: <i>Triangulation/NN</i>	116
Figura 56: Distribuição de F e CC para a BHBB considerando os quatro cenários (CnL1, CnL2, CnL3 e CnL4).....	118
Figura 57: Distribuição de PE para a BHBB considerando os quatro cenários (CnL1, CnL2, CnL3 e CnL4).	119
Figura 58: Cenários de Suscetibilidade a escorregamentos gerados pelo modelo SHALSTAB para a BHL utilizando o MDT-LiDAR. Para cada cenário variou-se a ferramenta/interpolador, a saber: CnL1: <i>Average/NN</i> ; CnL2: <i>IDW/NN</i> ; CnL3: <i>Nearest/NN</i> ; CnL4: <i>Triangulation/NN</i>	120
Figura 59: Distribuição de F e CC para a BHL considerando os quatro cenários (CnL1, CnL2, CnL3 e CnL4).	122
Figura 60: Distribuição de PE para a BHL considerando os quatro cenários (CnL1, CnL2, CnL3 e CnL4).	123
Figura 61: Comparação de cenários entre diferentes dados para geração do MDT para as duas bacias.	125

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Tipos de movimentos gravitacionais de massa relacionados à sua dinâmica, forma e material transportado.	26
Quadro 2: Fatores que contribuem para o <i>aumento</i> e <i>redução</i> da tensão cisalhante.	29
Quadro 3: Relação entre o resultado da fórmula do modelo para cada classe de estabilidade de cada célula no <i>grid</i>	33

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Dados cartográficos utilizados na pesquisa.	61
Tabela 2: Propriedades Físicas do Solo na Bacia Hidrográfica do Rio Marumbi (Serra do Mar/Paraná), de um conjunto de seis amostras.	70
Tabela 3: Propriedades Físicas do Solo na Bacia Hidrográfica do Rio Bom Brinquedo (Antonina/PR).....	71
Tabela 4: Relação entre cenários e os dados aplicados no modelo SHALSTAB para as BHBB e BHL; no qual θ é o ângulo de atrito em graus; c' é o valor da coesão em Pa; Z é a profundidade do solo em metros; g/cm^3 é a massa específica do solo; Base é a escala dos dados cartográficos originais; e MDT define a dimensão do <i>grid</i> , para cada eixo (x,y), em metros.	76
Tabela 5: Relação entre cenários e os dados aplicados no modelo SHALSTAB para as BHBB e BHL; no qual θ é o ângulo de atrito em graus; c' é o valor da coesão em Pa; Z é a profundidade do solo em metros; g/cm^3 é a massa específica do solo; base refere-se a origem dos dados cartográficos; MDT define a dimensão do <i>grid</i> , para cada eixo (x,y), em metros; Processamento refere-se ao software utilizado e Ferramenta refere-se ao procedimento de interpolação adotado para a conversão de dados LiDAR em <i>raster</i>	77
Tabela 6: Relação do número de <i>sinks</i> para cada um dos dados e a ferramenta/interpolador utilizados para geração do MDT e cenários correlatos (NN = <i>Natural Neighbor</i> e IDW= <i>Inverse Distance Weighted</i>).	109
Tabela 7: Comparação entre os percentuais da Classe Incondicionalmente Instável considerando os cenários CN1A (Curvas de Nível) e CnL4 (LiDAR).	124

LISTA DE SIGLAS

BHBB – Bacia Hidrográfica do Bom Brinquedo

BHL – Bacia Hidrográfica das Laranjeiras

CC – Concentração de Cicatrizes

dSLAM – Distributed Shallow Landslide Model

F – Frequência de Classes

GPS – Global Positioning System

IDW – Inverse Distance Weighted

LiDAR – Light Detection and Ranging

MDE – Modelo Digital de Elevação

MDT – Modelo Digital de Terreno

NN – Natural Neighbor

Pa – Pascal

PE – Potencial de Escorregamentos

PMA – Prefeitura Municipal de Antonina

OK – Ordinary Kriking

SIG – Sistemas de Informação Geográfica

SIMEPAR – Sistema Meteorológico do Paraná

SINMAP – Stability Index Mapping

SHALSTAB – Shallow Landsliding Stability Model

TIN – Triangulated Irregular Network

TRIGRS – Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope Stability

UK – Universal Kriking

SUMÁRIO

RESUMO	VII
ABSTRACT	VIII
LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE QUADROS	XIII
LISTA DE TABELAS	XIV
LISTA DE SIGLAS	XV
1. INTRODUÇÃO	18
2. HIPÓTESE E OBJETIVOS	23
3. ESCOPO TEÓRICO	24
3.1 ESCORREGAMENTOS: FATORES CONDICIONANTES E MÉTODOS DE PREVISÃO.....	24
3.2 MODELO SHALSTAB: DEFINIÇÃO E APLICAÇÕES	31
3.3 LIDAR: DEFINIÇÃO E APLICAÇÃO EM ESTUDOS DE ESCORREGAMENTOS.....	41
4. ÁREA DE ESTUDO	49
4.1 SERRA DO MAR PARANAENSE	49
4.2 MUNICÍPIO DE ANTONINA	54
5. MATERIAIS E MÉTODOS	59
5.1 PREPARAÇÃO DAS BASES CARTOGRÁFICAS	60
5.2 GERAÇÃO DE MODELOS DIGITAIS DE TERRENOS - MDT'S.....	62
5.3 PROPRIEDADES FÍSICAS DO SOLO.....	69
5.4 MAPEAMENTO DE CICATRIZES	72
5.5 APLICAÇÃO DO MODELO SHALSTAB	75

5.6 VALIDAÇÃO DOS MAPAS DE SUSCETIBILIDADE	77
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	79
6.1 MAPEAMENTO DE CICATRIZES DE ESCORREGAMENTOS	79
6.2 CENÁRIOS DE SUSCETIBILIDADE A ESCORREGAMENTOS	85
6.2.1 Cenários de Suscetibilidade: BHBB (MDT-Curvas)	88
6.2.2 Cenários de Suscetibilidade: BHL (MDT-Curvas)	96
6.3 DISCUSSÃO SOBRE OS CENÁRIOS DE SUSCETIBILIDADE	103
6.4 AVALIAÇÃO DO MDT-LIDAR APLICADO AO SHALSTAB	107
6.4.1 Cenários de Suscetibilidade: BHBB (MDT-LIDAR)	115
6.4.2 Cenários de Suscetibilidade: BHL (MDT-LIDAR)	120
6.5 ANÁLISE DE MDT's NO MAPEAMENTO DE SUSCETIBILIDADE A ESCORREGAMENTOS	124
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	133
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	136

1. INTRODUÇÃO

A realização desta pesquisa foi motivada pela busca do aprofundamento do conhecimento científico e aprimoramento de técnicas nos estudos sobre movimentos de massa, no seu mapeamento, monitoramento e previsão; devido à complexidade dos seus fatores condicionantes e, sobretudo, diante de sua magnitude associada a mortes, prejuízos sociais e financeiros, tanto no Brasil quando no mundo.

Os eventos relacionados à ocorrência de movimentos de massa são historicamente conhecidos por populações que vivem, maiormente, em áreas montanhosas, em especial àquelas que durante o ano, registram um alto valor de precipitação pluvial. Tais condições têm gerado desafios no sentido de entender a dinâmica dos eventos, bem como promover soluções adequadas de ocupação destas áreas no intuito de evitar que a ocorrência de tais processos seja fatal. Sobre o tema, por exemplo, Sepulveda; Petley (2015) ao analisarem padrões regionais e fatores controladores de escorregamentos que causaram mortes na América Latina, verificaram que no Brasil, entre 2004 e 2013 ocorreram 119 escorregamentos que causaram 2.262 mortes.

Sharpe (1938) apontava que o estudo destes fenômenos traz urgência, sobretudo, devido aos danos associados aos seus efeitos, sejam eles sobre obras de infraestrutura, a economia e até mesmo a conservação do solo. Portanto, como destacou Tricart (1977), é necessário conhecer, previamente, os aspectos físicos de um determinado terreno para sua ocupação, que carece de avaliações precisas de suas características na tentativa de mitigar, e por ventura, evitar, ocupações em áreas que apresentam perigo.

No Brasil, trabalhos como de Bigarella *et al.* (1965), Meis; Silva (1968), Fúlfaro *et al.* (1976) e De Ploey; Cruz (1979) identificaram a Serra do Mar como um cenário de ocorrência de eventos desastrosos de movimentos de massa; e como notado por Vieira; Gramani (2015), com um alto registro de mortes, superando 4.000 indivíduos entre 1988 e 2013. Diante disto, inúmeros esforços são realizados para compreender os mecanismos deflagradores do processo, buscando uma integração entre os fatores

condicionantes do solo, da topografia, da morfometria do relevo e das drenagens, dos volumes de precipitação e do monitoramento hidrológico (FERNANDES *et al.* 2001).

A partir da década de 1990, considerando também o avanço dos Sistemas de Informação Geográfica, métodos preditivos foram desenvolvidos no intuito de identificar áreas suscetíveis a escorregamentos. Dentre eles estão os métodos que se apoiam em modelos matemáticos em bases físicas que, segundo CHORLEY (1967) “são baseados nas noções matemáticas clássicas de relações exatamente previsíveis, entre variáveis independentes e dependentes”

Um dos exemplos é o modelo SHALSTAB (*Shallow Landsliding Stability Model*), desenvolvido nos Estados Unidos, a partir dos anos de 1990, tendo sua proposição e aplicação sido feitas por Montgomery; Dietrich (1994) e Montgomery *et al.* (1998). O modelo calcula para cada unidade (célula) do terreno, em escala de bacia hidrográfica, seu potencial de instabilidade baseando-se em parâmetros físicos, como as propriedades físicas do solo, fluxo d'água em subsuperfície e, destacadamente a topografia.

Dietrich; Montgomery (1998) apresentaram um conjunto de procedimentos para utilização do modelo integrado a uma plataforma de SIG. Os autores definiram sete classes de estabilidade apoiados nos resultados de sua formulação e assinalaram os usos potenciais para o SHALSTAB, como a geração de mapas de perigo destinados a gestores públicos, a indicação de áreas menos suscetíveis a escorregamentos para práticas de reflorestamento e planejamento de sistema viário, além da identificação/seleção de setores prioritários para análise (monitoramento) em bacias hidrográficas.

Trabalhos realizados no Brasil, como Guimarães *et al.* (2003), Zaidan; Fernandes (2009), Listo; Vieira (2012) e Vieira; Ramos (2015), apontaram resultados eficientes na aplicação do modelo para identificação de áreas instáveis e sujeitas a ocorrência de escorregamentos rasos, inclusive em sítios urbanos. Contudo, a maior parte deles fez uso de dados topográficos convencionais (curvas de nível) para a geração de um Modelo Digital de Terreno (MDT), que no SHALSTAB provê os parâmetros de área de contribuição e de declividade, e que apresentam elevada sensibilidade nos resultados finais, ou seja, a partir dos tipos de dados topográficos que são inseridos (cartas topográficas, escalas, restituição de fotografias aéreas, etc.),

podem ocorrer variações significativas na localização e nos percentuais finais de áreas instáveis, gerando diferentes mapas de suscetibilidade.

Todavia, diante da permanente introdução de distintas tecnologias que permitem aprimorar a aquisição de dados topográficos, a exemplo do sistema LiDAR (*Light Detection and Ranging*), que servirão para elaboração do MDT, foi indagado qual tipo de dado (curvas de nível ou tecnologia *laser scanner*) traria respostas mais eficientes quando da aplicação do modelo.

Assim sendo, justifica-se a realização desta pesquisa, primeiramente em função das incertezas da influência de dados do LiDAR aerotransportado em modelos preditivos como o SHALSTAB, em especial no Brasil. E, segundo, devido a legislação vigente determinar (Lei Federal 12.608/2012), que os municípios realizem mapeamentos de áreas sujeitas a escorregamento, em escala de bacia hidrográfica, para fins de planejamento. Portanto, questiona-se se há necessidade de se elaborar uma base cartográfica a partir de dados LiDAR ou se bases atuais são aceitavelmente eficientes para aplicação de um modelo preditivo, visto que, para a primeira, faz-se necessário novos e significativos investimentos.

A escolha do modelo SHALSTAB se deu devido aos tipos de dados para sua operação, bem como a sua execução em ambiente SIG. A isto se soma, como já apresentado, um amplo referencial teórico de trabalhos que também fizeram uso do modelo, especialmente no Brasil, o que permitiu aprofundar as análises dos resultados em face aos trazidos por aqueles trabalhos.

Para a realização desta pesquisa foram selecionadas duas bacias hidrográficas (BH), a do Bom Brinquedo (BHBB) e das Laranjeiras (BHL), localizadas no setor Norte do perímetro urbano do município de Antonina (PR), denominado de Morro do Bom Brinquedo (Figura1). Esta seleção se deu diante do evento de escorregamentos nas duas bacias, da disponibilidade dos dados cartográficos e LiDAR, em escala compatível e do referencial sobre as propriedades físicas do solo. O evento ocorreu devido à precipitação pluvial em 11 de março de 2011, acarretando prejuízos à comunidade, resultando na remoção da população local e a readequação para ocupação da área. Em resposta, foram executados trabalhos por órgãos governamentais e pesquisas acadêmicas, e que também serão discutidos e analisados juntamente com aqueles obtidos nesta pesquisa.

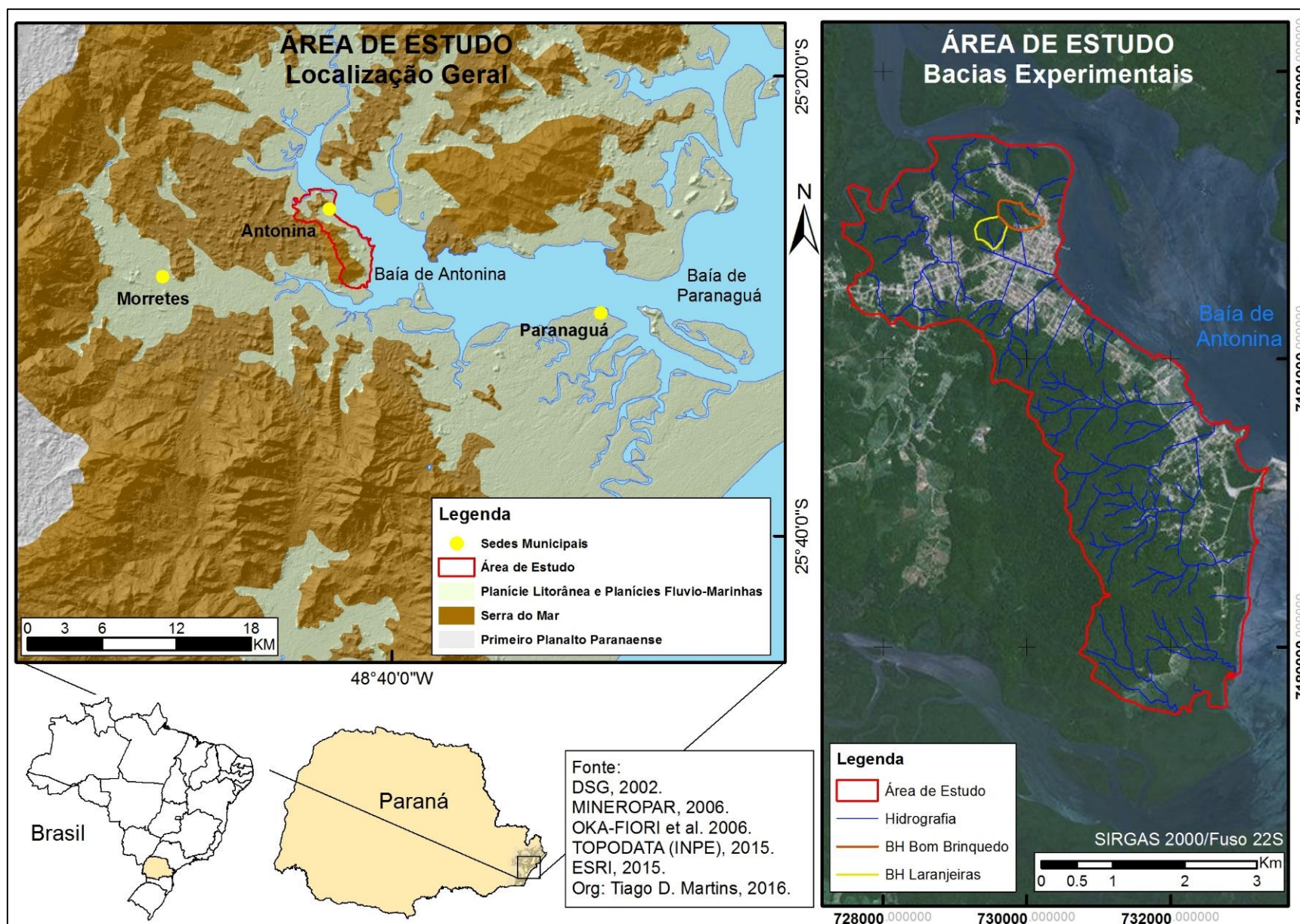


Figura 1: Localização geral da área de estudo e do perímetro urbano e periurbano do município de Antonina e Bacias Hidrográficas experimentais.

Assim sendo, esta pesquisa foi estruturada definindo, inicialmente, sua Hipótese e seus Objetivos (Capítulo 2) buscando determinar suas questões norteadoras. Na sequência (Capítulo 3), apresenta-se uma revisão teórica acerca dos fatores condicionantes e a classificação dos movimentos de massa, além de possíveis métodos de previsão. Soma-se a isto, a conceituação, as aplicações e os resultados do modelo SHALSTAB, destacadamente em trabalhos realizados no Brasil em regiões fisiográficas similares (Serra do Mar), como também em trabalhos internacionais. Este capítulo é encerrado com uma revisão de conhecimento acerca do sistema LiDAR e sua utilização em estudos de escorregamentos em âmbito internacional, visto a parca produção no Brasil considerando esta tecnologia e seu uso na temática.

No Capítulo 4 é apresentada a área de estudo, inicialmente pelo compartimento geomorfológico da Serra do Mar e, detalhadamente, o município de Antonina, destacando também o evento de escorregamentos de março de 2011. No Capítulo 5 são definidos os Materiais utilizados e os Métodos adotados, sendo que primeiramente, tratou-se da preparação da base cartográfica e elaboração dos Modelos Digitais de Terreno (MDT's), seguido pela organização e avaliação dos parâmetros físicos do solo. Em seguida é trazido o conjunto de dados que serviu para a elaboração do mapa de cicatrizes, sendo este um produto essencial para a validação dos resultados obtidos quando da aplicação do SHALSTAB.

O Capítulo 6 apresenta os resultados obtidos por esta pesquisa, inicialmente avaliando os cenários testados considerando o MDT gerado por curvas de nível, variando aqui determinados parâmetros físicos do solo e a profundidade. Isto é seguido por uma análise dos procedimentos utilizados para geração do MDT a partir de dados LiDAR, o que permitiu avaliar os cenários testados sobre este MDT. Por fim é apresentada uma avaliação na qual é analisada a influência do MDT nos resultados trazidos pelo SHALSTAB.

Em suma, a pesquisa foi executada contemplando três etapas, sendo a primeira a avaliação dos parâmetros físicos do solo mais representativos para a aplicação do SHALSTAB nas duas bacias analisadas, considerando o MDT gerado a partir de curvas de nível. Segundo foi avaliado a influência do MDT gerado pelo LiDAR quando aplicado no SHALSTAB, tomando os mesmos parâmetros físicos do solo. E por fim, foi avaliada as diferentes respostas do modelo considerando os diferentes dados para a geração do MDT.

2. HIPÓTESE E OBJETIVOS

Os parâmetros topográficos, como o ângulo de inclinação das vertentes e a área de contribuição, são essenciais em métodos de previsão de áreas suscetíveis a escorregamentos rasos, dentre eles os modelos matemáticos em bases físicas, que utilizam tais parâmetros a partir dos Modelos Digitais de Terreno – MDT. Com a contínua inserção de tecnologias de obtenção remota de dados topográficos para a construção do MDT, a exemplo do sistema *laser scanner* (LiDAR), faz-se necessário avaliar as respostas do modelo quando comparado a sua execução considerando dados topográficos convencionais, por exemplo as curvas-de-nível. Assim, a hipótese do trabalho é que, para o mapeamento de suscetibilidade a escorregamentos, usando o modelo matemático, novas tecnologias para geração do MDT podem gerar diferentes percentuais de acerto em relação aos dados topográficos convencionais.

A pesquisa, portanto, tem como objetivo central analisar diferentes Modelos Digitais de Terrenos (MDT's), gerados a partir de dados convencionais e do LiDAR, e suas influências na geração de mapas de suscetibilidade a escorregamentos rasos utilizando o modelo determinístico em bases físicas SHALSTAB. Para alcançar este objetivo, os seguintes objetivos específicos foram definidos:

- a) Análise de propriedades físicas do solo para identificação de áreas suscetíveis a escorregamentos rasos utilizando o SHALSTAB;
- b) Análise dos processos de escorregamentos rasos com base nas cicatrizes mapeadas;
- c) Análise da resposta do modelo SHALSTAB a partir da aplicação de dados topográficos convencionais e do LiDAR na geração de MDT's;
- d) Avaliação da eficiência dos mapas de suscetibilidade a partir diferentes dados para geração do MDT;

3. ESCOPO TEÓRICO

Nesta etapa são abordados os temas que apoiam a pesquisa acerca dos tipos, dos fatores condicionantes e dos métodos de previsão de escorregamentos rasos, assim como o conceito e as aplicações do modelo SHALSTAB e experiências de aplicação do sistema LiDAR em estudos específicos de escorregamentos.

3.1 ESCORREGAMENTOS: FATORES CONDICIONANTES E MÉTODOS DE PREVISÃO

O deslocamento de material em uma vertente se configura como o resultado de uma força (gravitacional), sobrepujando a resistência do material em se deslocar (CARSON; KIRKBY, 1972). Conforme destacou Penck (1953), as formas do relevo não são geradas por meio da ação do intemperismo sobre o material, mas a partir do deslocamento do material intemperizado por meio da gravidade. Sendo assim, os movimentos de massa, atuantes nas vertentes, podem ser definidos como um processo exogenético no qual há o transporte de material, pela força gravitacional, com ou sem ajuda de água corrente como agente de transporte, e podendo ocorrer de maneira rápida ou lenta (CROZIER, 1986).

A partir da análise de eventos de movimentos de massa, foram desenvolvidas diferentes classificações, relacionadas, muitas vezes, com o propósito do pesquisador, mas sendo necessárias para dirimir divergências sobre um tipo de evento (CROZIER, 1986). Além da classificação, os fatores intrínsecos como as propriedades físicas das vertentes, bem como agentes deflagradores, tanto naturais quanto induzidos, são cruciais para o entendimento e para a análise destes fenômenos.

Diferentes propostas de classificação foram elaboradas no intuito de definir os processos, os fatores condicionantes e as formas dos movimentos de massa. Destaca-se como pioneira a classificação de Sharpe (1938); trabalho no qual relata a

negligência de estudos antecedentes àquele período e passa a afirmar que os movimentos de massa devem ser reconhecidos, em destaque, como processos geomorfológicos frequentes e não apenas fenômenos esporádicos. O autor, ao revisar e sumarizar trabalhos do final do século XIX e início do século XX, passa a estruturar uma classificação na qual, entre outras características, relaciona tipos de movimentos de massa, tipos de materiais, agentes de transporte, ambiente e frequência de ocorrência.

Posteriormente, ainda na esfera internacional, outras propostas de classificação se destacaram, como a de Varnes (1958), Hutchinson (1968), Zaruba; Mencl (1976), Crozier (1986) dentre outros; e no Brasil pode-se mencionar Guindicini; Nieble (1983). Neste trabalho, portanto, foi considerada a proposição de Augusto Filho (1992), que agrupou os movimentos de massa em quatro classes sendo eles: Rastejo, Escorregamentos (Rotacional ou Translacional), Quedas e Corridas (Quadro 1).

O rastejo (*creep*) se caracteriza por um processo lento, por vezes com deslocamento na ordem de cm/ano, podendo ser intermitente e com possível diminuição da velocidade com o aumento da profundidade. Ocorre sem um plano de deslocamento específico e forma indefinida dos materiais transportados (AUGUSTO FILHO, 1992).

Os escorregamentos (*slides*) (Figura 2), ocorrem de forma rápida, com forma variável, geometria alterando entre planar, circular ou em cunha; e quantidade de material deslocando-se em velocidades que podem variar da ordem de metros/hora até metros/segundo, sobre um plano de ruptura bem definido, podendo ser classificados em Rotacionais e Translacionais (AUGUSTO FILHO, 1992).

Quadro 1: Tipos de movimentos gravitacionais de massa relacionados à sua dinâmica, forma e material transportado.

PROCESSOS	DINÂMICA/GEOMETRIA/MATERIAL
Rastejos (<i>creep</i>)	<ul style="list-style-type: none"> vários planos de deslocamento (internos) velocidades muito baixas (cm/ano) a baixas e decrescentes com a profundidade movimentos constantes, sazonais ou intermitentes solo, depósitos, rocha alterada/fraturada geometria indefinida
Escorregamentos (<i>slides</i>)	<ul style="list-style-type: none"> poucos planos de deslocamento (externos) velocidades médias (m/h) a altas (m/s) pequenos a grandes volumes de material geometria e materiais variáveis: Planares – solos pouco espessos, solos e rochas com 1 plano de fraqueza Circulares – solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas Em cunha – solos e rochas com dois planos de fraqueza
Quedas (<i>falls</i>)	<ul style="list-style-type: none"> sem planos de deslocamento movimentos tipo queda livre ou em plano inclinado velocidades muito altas (vários m/s) material rochoso pequenos a médios volumes geometria variável: lascas, placas, blocos, etc. Rolamento de matacão Tombamento
Corridas (<i>flows</i>)	<ul style="list-style-type: none"> muitas superfícies de deslocamento movimento semelhante ao de um líquido viscoso desenvolvimento ao longo das drenagens velocidades médias a altas mobilização de solo, rocha, detritos e água grandes volumes de material extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas

Fonte: Augusto Filho, 1992.

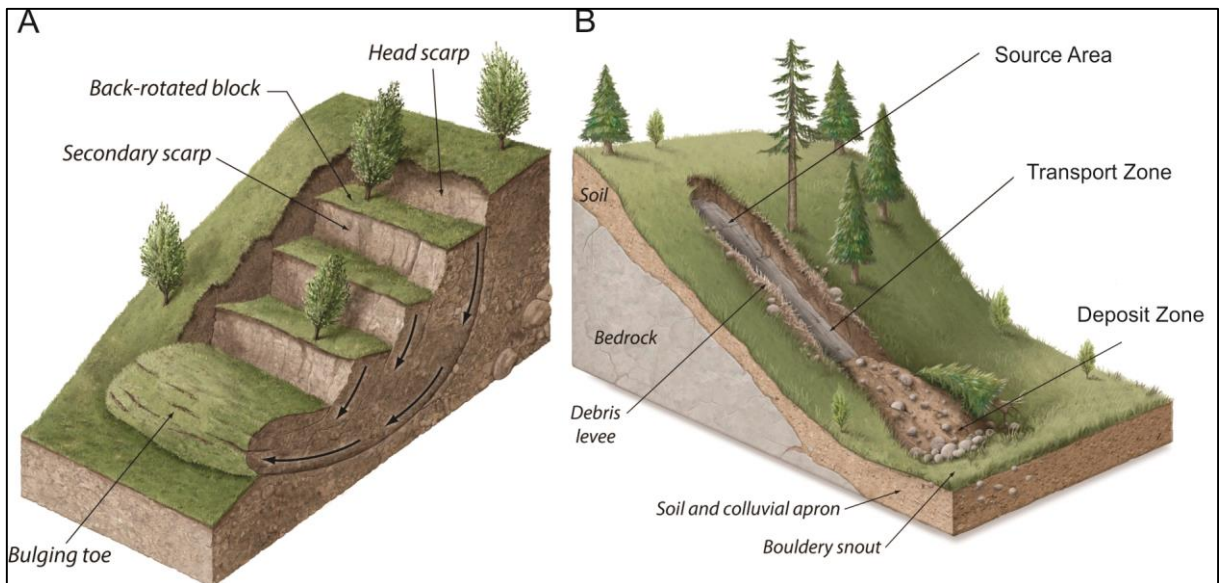


Figura 2: A) Bloco Diagrama representativo de escorregamento rotacional, apresentado as feições de Head Scarpa (Escarpa superior), Back-rotated block (Bloco de rotação reversa), Secondary scarp (Escarpa secundária) e Bulging Toe (Volume de sopé); e B) Bloco Diagrama representativo de escorregamento translacional de solo (Soil), sobre rocha (Bedrock) e Rampas de Colúvio (Soil and colluvial apron), apresentando as feições de Source Area (Área de origem), Transport Zone (Zona de Transporte), Deposit Zone (Zona de Depósito), Bouldery snout (blocos frontais) e Debris levee (detritos de borda). Fonte: adaptado de BIERMAN; MONTGOMERY (2014).

Os rotacionais são caracterizados por apresentarem uma superfície de ruptura côncava, estando relacionados a uma maior profundidade do solo e alta percolação de água. Já os translacionais são marcados por uma superfície de ruptura planar, com profundidade de solo variando de 0,5 metros até 5 metros de profundidade (AGUSTO FILHO, 1992); é este tipo de processo mais comumente identificado na Serra do Mar.

Destacam-se também as quedas (*falls*) marcadas pelo plano de ruptura inclinado que condiciona a queda livre e blocos de rocha em alta velocidade (m/s), com variada geometria e tamanho do material. E ainda as corridas (*flows*) sem uma superfície de deslocamento específica possuindo em geral um caráter aquoso/viscoso do material em transporte, estando seu deslocamento, geralmente condicionado, por canais de rios (AUGUSTO FILHO, 1992).

Movimentos de massa ocorrem devido ao somatório de diversos fatores (Quadro 2), sendo possível, em diversos casos, identificar um fator que desencadeia um desequilíbrio na inter-relação dos elementos, levando ao evento (SELBY, 1993). Dentre os fatores condicionantes, pode-se mencionar, por exemplo, o peso da vegetação sobre a vertente, ou a ausência dela, expondo o solo. Ainda fatores tectônicos, como a condição estrutural, quando apresenta sistema de fraturas no corpo rochoso (SELBY, 1993), ou ainda ações antrópicas, ao promover intervenções nas vertentes para instalação de obras (SELBY, 1993). Somando-se a este último, o lançamento de resíduos sólidos que são incorporados em forma de corrida durante um evento, como destaca Amaral; Feijó (2004) na cidade do Rio de Janeiro.

Conforme apontam Guidicini; Nieble (1983), para a deflagração de um evento, verifica-se a ocorrência dos agentes predisponentes, sendo estes um conjunto de características naturais inerentes dos terrenos. Além destes somam-se os agentes efetivos, que são diretamente responsáveis pelo desencadeamento das desestabilizações de vertentes ou taludes, podendo incluir aqui a ação antrópica. Esses podem ser subdivididos em preparatórios e imediatos, sendo o primeiro, caracterizado pela pluviosidade, erosão pela água ou vento, congelamento e degelo, variação de temperatura, dissolução química, ação de fontes e mananciais, oscilação do nível freático e ação animal ou antrópica; já o segundo é marcado pelas precipitações pluviais intensas, fusão do gelo e neve, erosão, terremoto, ondas, vento, ação do homem (GUIDICINI; NIEBLE, 1983).

Observa-se ainda os fatores geomorfológicos como a declividade, forma, comprimento e orientação da encosta, área de contribuição, além dos fatores pedológicos e hidrológicos, tais como espessura do solo e a condutividade hidráulica (FERNANDES *et al.*, 2001, SIDLE; OCHIAI, 2006).

Quadro 2: Fatores que contribuem para o *aumento* e *redução* da tensão cisalhante.

A. Elementos que contribuem para o aumento da tensão cisalhante	
TIPOS	PRINCIPAIS MECANISMOS
Remoção do suporte lateral	Erosão pluvial, fluvial ou glacial Intemperismo, umidade, secamento e ação do gelo Declividade aumentada pelo movimento de massa Corte do sopé das vertentes
Sobrecarga por:	Peso da água, do gelo ou do tálus Estruturas
Tensão transitória	Terremotos – movimentação ou inclinação do terreno Vibrações por atividade humana (ex. tráfico de carros)
Remoção do suporte subterrâneo	Corte pela ação da água Intemperismo subaéreo, umidade, secamento e ação do gelo Erosão subterrânea Criação de lagos e reservatórios
Pressão lateral	Água de interstício Congelamento da água Expansão por argilas hidratadas Mobilização da tensão residual
Aumento do ângulo da encosta	Tectônica regional Processos de vulcanismo
B. Elementos que contribuem para a redução da tensão cisalhante	
TIPOS	PRINCIPAIS MECANISMOS
Composição de textura	Material fraco como tufas vulcânicas e argilas sedimentares Materiais pouco empacotados Forma suave dos grãos Grãos de tamanhos uniformes
Reações físico-químicas	Mudanças catiônicas Hidratação de argilas Secamento de argilas Solução de cimentos
Efeitos da pressão da água	Efeitos de bordas Redução da tensão capilar Arranque dos grãos de solo pela água (<i>piping</i>)
Mudança na estrutura	Liquefação espontânea Rastejo progressivo com reorientação das argilas Reativação de planos de ruptura
Vegetação	Remoção das árvores (redução da tensão normal; remoção da coesão aparente pelas raízes das árvores; aumento do lençol freático; aumento de fendas no solo)
Estruturas relíquias	Juntas e planos de fraqueza Camadas de solos plásticos e impermeáveis

Fonte: Modificado de Selby, 1993.

Diferentes trabalhos como Crozier (1986), Selby (1993), Fernandes *et al.* (2001) e Sidle; Ochiai (2006) apontam os aspectos geomorfológicos mencionados como fatores condicionantes, com destaque para a forma da vertente (curvatura), que possui forte influência na estabilização de um terreno inclinado, diante de sua variação entre divergente, retilínea ou convergente. A curvatura poderá condicionar a direção do fluxo de água precipitada, tanto em superfície como em subsuperfície, sendo que em termos de estabilidade, as vertentes divergentes geralmente são mais estáveis, seguido pelas retilíneas e, em último, com maior instabilidade, as convergentes (SIDLE; OCHIAI, 2006). Ou seja, setores côncavos do relevo, denominados de *hollows*, tem-se se mostrado propícios a movimentos de massa, pois favorecem a convergência de fluxos (FERNANDES *et al.*, 2001, SIDLE; OCHIAI, 2006), o que faz da modelagem do relevo essencial na identificação de áreas instáveis.

Somando-se aos fatores mencionados, diferentes trabalhos também têm associado um alto volume de precipitação pluvial à ocorrência de escorregamentos, (FÚLFARO *et al.*, 1976, DE PLOEY; CRUZ, 1979), dentre outros), em especial na Serra do Mar. Sobre isto, Tatizana *et al.* (1987) apontaram uma relação determinante entre o estado prévio de saturação de um tipo de solo, resultado de um período de acúmulo da precipitação pluvial, de ao menos quatro dias, na deflagração dos movimentos de massa em eventos registrados na Serra do Mar, no município de Cubatão (SP). Os autores assinalaram também a insuficiência do registro do total diário de precipitação na correlação com um evento de escorregamento. No Brasil, diversos destes eventos foram registrados após a ocorrência de um período prolongado de precipitação, como na Serra das Araras e em Caraguatatuba (RJ) em 1967, na cidade do Rio de Janeiro (RJ) dentre outros anos, 1986, 1988, 1996, 2000 e 2001, Angra dos Reis (RJ) em 2010 e Morretes e Antonina (PR) em 2011 (VIEIRA; GRAMANI, 2015).

Deste modo, métodos avaliativos do meio físico passam a ser propostos trazendo informações acerca da localização, dimensão, repetição da ocorrência e previsão de áreas suscetíveis a escorregamentos. Conforme destacaram Fernandes; Amaral (1996), os métodos se apoiam inicialmente na documentação e na investigação do evento, passando então a entender os seus agentes condicionantes a partir de diferentes ferramentas, tais como: o uso de sensores remoto, para preparação de mapas do meio físico, a documentação fotográfica por imagens

oblíquas, o mapeamento de campo e a instalação de instrumentos para ensaios específicos, como para medição do nível d'água, poro-pressão e a resistência do solo ao cisalhamento (FERNANDES; AMARAL, 1996).

A partir dos anos de 1990 diferentes métodos são utilizados na previsão de escorregamentos translacionais rasos em escala de bacia hidrográfica, em ambiente SIG. Passam a se destacar então formulações matemáticas em bases físicas, tais como Equilíbrio Limite e Fator de Segurança (SILVEIRA *et al.*, 2012), e posteriormente, incorporando modelos hidrológicos, tais como: o dSLAM (WU; SIDLE, 1995), o SINMAP (PACK *et al.*, 2001), o SHALSTAB (DIETRICH; MONTGOMERY, 1998), o TRIGRS (Baum *et al.*, 2005) que apresentam vantagens associadas à descrição física dos processos condicionantes a partir de equações matemáticas.

3.2 MODELO SHALSTAB: DEFINIÇÃO E APLICAÇÕES

O modelo SHALSTAB (*Shallow Landsliding Stability Model*) representa espacialmente a suscetibilidade potencial de ocorrência de escorregamentos translacionais rasos, em escala de bacia hidrográfica, a partir da compilação de um modelo de estabilidade das vertentes e de um modelo hidrológico em condição estável (*steady-state*), analisados com base na topografia. Os modelos combinados determinam uma razão entre a quantidade de precipitação pluvial e a transmissividade do solo suficientes para ocorrência de uma ruptura. O primeiro se apoia em um modelo de estabilidade das vertentes baseado na equação do talude infinito, que define uma razão entre as tensões de sustentação e desestabilização dos materiais; o segundo se baseia nas proposições de O'Loughlin (1986), que leva em conta a razão entre a concentração e a transmissão da água no solo, vindo a indicar, o padrão espacial de equilíbrio de saturação do solo, definido por uma área de contribuição a montante.

O SHALSTAB foi elaborado a partir das proposições de Montgomery; Dietrich (1994), e testado por Montgomery *et al.* (1998); tendo sido ao longo de seu desenvolvimento, operacionalizado como uma rotina em um *software* de SIG (DIETRICH; MONTGOMERY, 1998).

Para sua aplicação o SHALSTAB utiliza parâmetros de declividade, área de contribuição, profundidade do solo, ângulo de atrito e coesão e densidade específica do solo. Os dois primeiros parâmetros são obtidos a partir de uma representação digital do relevo. A área de análise do modelo precisa ser em escala de bacia hidrográfica, pois sua formulação irá verificar a área de contribuição a montante de cada unidade do terreno, que se caracteriza por uma célula retangular, sendo que o conjunto destas unidades formará um *grid*.

A Equação 1 explicita o resultado da combinação do modelo hidrológico com o modelo de estabilidade. A aplicação desta fórmula permite qualificar a suscetibilidade a escorregamentos em diferentes classes (Quadro 3), sendo que quanto menor for a razão de q/T , maior será a instabilidade e, inversamente, quanto maior for a razão menos instável será cada célula.

$$\text{Log } (q/T) = \frac{\text{sen}\theta}{(a/b)} \left[\frac{c'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \right] \quad \text{Equação 1}$$

Na qual:

q = precipitação pluvial crítica necessária para a ruptura [mm/dia]

T = transmissividade do solo (razão entre a condutividade hidráulica saturada e a espessura do solo) [m²/dia]

a = área de contribuição [m²]

b = comprimento do contorno da célula [m]

θ = ângulo da encosta [°]

ρ_w = densidade da água [g/cm³]

g = aceleração da gravidade [m/s]

z = espessura do solo [m]

ρ_s = densidade global do solo saturado [g/cm³]

ϕ = ângulo de atrito do solo [°]

c' = coesão efetiva do solo [kPa]

Quadro 3: Relação entre o resultado da fórmula do modelo para cada classe de estabilidade de cada célula no *grid*.

CLASSE DE ESTABILIDADE	CONDIÇÃO
(A) Incondicionalmente estável e saturado	$a/b > (T/Q)\text{sen}\theta$ e $\tan\theta \leq \tan\phi(1-\rho_w/\rho_s)$
(B) Incondicionalmente estável e não saturado. Log q/T > -2.2	$a/b < (T/Q)\text{sen}\theta$ e $\tan\theta \leq \tan\phi(1-\rho_w/\rho_s)$
(C) Estável e não saturado Log q/T -2.5 _ -2.2	$\frac{a}{b} < \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \frac{T}{Q} \text{sen}\theta$ $a/b < (T/Q)\text{sen}\theta$ e $\tan\phi(1-\rho_w/\rho_s) < \tan\theta < \tan\phi$
(D) Instável e não saturado Log q/T -2.8 _ -2.5	$\frac{a}{b} \geq \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \frac{T}{Q} \text{sen}\theta$ $a/b < (T/Q)\text{sen}\theta$ e $\tan\phi(1-\rho_w/\rho_s) < \tan\theta < \tan\phi$
(E) Instável e saturado Log q/T -3.1 _ -2.8	$\frac{a}{b} > \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \frac{T}{Q} \text{sen}\theta$ $a/b > (T/Q)\text{sen}\theta$ e $\tan\phi(1-\rho_w/\rho_s) < \tan\theta < \tan\phi$
(F) Incondicionalmente instável e não saturado. Log q/T < -3.1	$\tan\theta > \tan\phi$ e $a/b < (T/Q)\text{sen}\theta$
(G) Incondicionalmente instável e saturado	$\tan\theta > \tan\phi$ e $a/b > (T/Q)\text{sen}\theta$

Fonte: Modificado de Dietrich; Montgomery, 1998.

Em suma o modelo assume uma generalização das propriedades do solo e avalia a topografia como principal parâmetro controlador da ocorrência de escorregamento rasos. Permite assim uma avaliação do potencial para iniciação de escorregamentos em áreas íngremes, com solos evoluídos sobre material de baixa permeabilidade. O modelo entende que o fluxo d'água ao infiltrar no solo, até uma camada de menor condutividade (pouco permeável), passa a seguir uma direção determinada pela topografia. Assim, a variação da topografia na superfície é considerada a mesma em subsuperfície, e esta última passa a ser a superfície de ruptura (MONTGOMERY; DIETRICH, 1994, MONTGOMERY *et al.*, 1998).

O SHALSTAB foi inicialmente aplicado no oeste dos Estados Unidos por Montgomery e Dietrich (1994) em três diferentes bacias hidrográficas, nos estados de Washington, Oregon e Califórnia, sendo que todas já haviam sido afetadas por escorregamentos. As áreas analisadas possuem distintas litologias e trabalhos anteriores permitiram a estimativa dos dados físicos do solo. Para todas as análises foi gerado um Modelo Digital de Terreno sobre curvas de nível com 5 metros de equidistância e diferentes simulações foram realizadas para cada uma das bacias hidrográficas, alternando valores dos parâmetros do solo para verificar a eficiência do modelo. Os autores definiram quatro classes de estabilidade e obtiveram resultados satisfatórios quando compararam as áreas potencialmente instáveis indicadas pelo modelo, com o mapeamento de cicatrizes previamente realizado.

Montgomery *et al.* (1998) fizeram uso de uma plataforma de SIG aplicando o modelo em 14 bacias hidrográficas e apoiados em dados topográficos em escala 1:24.000. Neste trabalho utilizaram um mesmo conjunto de dados de propriedades físicas do solo com o objetivo de avaliar a influência da topografia na ocorrência de escorregamentos. Os autores indicaram que os melhores resultados foram obtidos em bacias hidrográficas com acentuado gradiente e vertentes com maior inclinação, além de ocorrência de solos rasos; e, contrariamente, os piores resultados foram encontrados em bacias com menor gradiente. Soma-se aos resultados, a identificação da topografia como fator predominante na localização de escorregamentos e sua influência no escoamento do fluxo d'água próximo a superfície. Em última análise, o modelo apresentou resultados positivos, mesmo com a utilização de dados constantes das propriedades físicas do solo.

Dietrich; Montgomery (1998) apresentaram um trabalho com os procedimentos operacionais para utilização do modelo, que passa a ser integrado, por meio de ferramentas de programação, em uma plataforma de SIG. Neste trabalho os autores hierarquizaram sete classes de estabilidade apoiados nos resultados da formulação (Quadro 3), e que são adotados nos produtos gerados pelo modelo. Apontaram também ao menos quatro usos potenciais para o modelo, como a geração de mapas de perigo destinados a gestores públicos, a indicação de áreas menos suscetíveis a escorregamentos para práticas de reflorestamento e planejamento de sistema viário, além da identificação/seleção de setores prioritários para análise (monitoramento) em bacias hidrográficas. Cabe destacar que os autores não negam

a possível ocorrência de incongruências nos resultados, que podem acontecer quando o modelo indica áreas não sujeitas a escorregamentos, mas que foram afetadas, ou, áreas sujeitas a escorregamentos, mas não afetadas (MONTGOMERY, *et al.*, 2008). Um maior aprofundamento da formulação, que levou ao desenvolvimento do SHALSTAB, pode ser verificado em Guimarães *et al.* (2003b), no qual destacaram que o modelo não condiciona à plataforma SIG a decisão de classificar níveis de estabilidade, e, portanto, a indicação de áreas suscetíveis à escorregamentos.

Não obstante, mesmo com comprovados resultados positivos, a proposição do modelo não foi poupada de críticas, sobretudo, por considerar de forma generalizada as propriedades físicas do solo, por apoiar-se na influência da topografia para ocorrência de escorregamentos, o que seria bastante “conveniente” ou pela superestimação de áreas instáveis conforme apontaram, por exemplo Lu; Godt (2013) e Sorbino *et al.*, (2010).

No Brasil foram realizados diferentes trabalhos utilizando o SHALSTAB, dentre eles Guimarães (2000), Guimarães *et al.* (2003), Gomes *et al.* (2005), Vieira (2007), Zaidan; Fernandes (2009), Listo; Vieira (2012), Michel *et al.* (2014) e Vieira e Ramos (2015). Destaca-se que estes trabalhos fizeram uso do procedimento operacional apresentado por Dietrich; Montgomery (1998) em plataforma SIG, não sendo mencionada nos mesmos qualquer alteração de plataforma daquela proposta originalmente. No Quadro 4, foram sumarizados os trabalhos mencionados, sendo apresentado um exemplo de resultado, em percentual de acerto do modelo, considerando as três classes mais instáveis (Incondicionalmente Instável, $\text{Log } q/T < -3.1$ e $\text{Log } q/T -3.1 \text{ _ } -2.8$).

Quadro 4: Relação entre os dados aplicados no modelo SHALSTAB e, exemplo dos resultados, em trabalhos realizados no Brasil (ρ_s = peso específico do solo [KN/m³]; z =profundidade do solo [m]; φ =ângulo de atrito [°] e c' =coesão [Pa]).

Fonte	Área	Base	MDT Grid/m	Dados	Acerto (%)	Obs.
Guimarães, 2000 e Guimarães <i>et al.</i> , 2003	Bacias do Rio Quitite e Papagaio (Rio de Janeiro/RJ)	1:10.000	2	$\rho_s=20$ $z = 1,5$ $\varphi = 45^\circ$ $c' = 0$	79	Menor influência do parâmetro coesão no modelo
Gomes <i>et al.</i> , 2005.	Bacias do Rio Quitite e Papagaio (Rio de Janeiro/RJ)	1:10.000 e 1:50.000	2 e 10	$\rho_s = 20$ $z = 1,5$ $\varphi = 45^\circ$ $c' = 0$	72 (1:10.000)	Influência da escala na definição de classes de instabilidade
Vieira, 2007.	Bacia do Rio Copebrás (Cubatão/SP)	1:10.000	2	$\rho_s = 17.1$ $z = 3$ $\varphi = 34^\circ$ $c' = 1000$	84	Resultados satisfatórios na comparação entre modelos
Zaidan e Fernandes, 2009.	Bacia do Córrego Independência (Juiz de Fora/MG)	1:2.000	1	$\rho_s = 18$ $z = \text{não informado}$ $\varphi = 45^\circ$ $c' = 0$	100	Eficiência positiva do modelo para fins de zoneamento urbano
Listo e Vieira, 2012.	Bacia Hidrográfica do Limoeiro (São Paulo/SP)	1:10.000	4	$\rho_s = 17$ $z = 2$ $\varphi = 35^\circ$ $c' = 0$	88	Eficiência positiva do modelo quando comparado com classes de risco
Michel <i>et al.</i> , 2014.	Bacia do Rio Cunha (Rio dos Cedros/SC)	curva de nível (LiDAR)	5	$\rho_s \sim 18$ $z = 10$ $\varphi = 31,2^\circ$ $c' = 11900$	100	Melhor desempenho do SHALSTAB em relação ao modelo SINMAP
Vieira e Ramos, 2015.	Bacia do Rio Guaxinduba	1:10.000	5	$\rho_s = 14,5$ $z = 2$ $\varphi = 28^\circ$ $c' = 5500$	40.6	Baixo valor devido à presença de outros tipos de escorregamentos

Em uma sequência de trabalhos, Guimarães (2000) e Guimarães *et al.* (2003), aplicaram o SHALSTAB em duas bacias hidrográficas (Quitite e Papagaio) na cidade do Rio de Janeiro, afetadas por escorregamentos em 1996. Ambos os trabalhos foram realizados sobre base cartográfica em escala 1:10.000, sendo o MDT foi gerado com

grid de 2 metros sobre curvas de nível com equidistância de 5 metros. Os autores também analisaram diferentes procedimentos para obtenção de um MDT e área de contribuição, apontando que o módulo *Topogrid*, do software *ArcInfo*, trouxe o melhor resultado. O mesmo *software*, segundo os autores, também promoveu o melhor resultado para definição de área de contribuição. Além destes, os trabalhos trouxeram um conjunto de resultados sobre a sensibilidade do modelo por meio de simulação de cenários referente à variação do valor de parâmetros físicos do solo, como a coesão. Foi possível identificar que a aplicação do modelo, considerando um valor de coesão igual a zero, produziu resultados satisfatórios, destacando o fator topográfico como preponderante no controle de ocorrência de escorregamentos. Como exemplo, Guimarães (2000) e Guimarães *et al.* (2003) identificaram que 79% das 92 cicatrizes mapeadas coincidiram com as três classes mais instáveis do modelo.

Na mesma área de estudo mencionada anteriormente, Gomes *et al.* (2005) buscaram comparar os resultados do modelo, a partir de dados topográficos em distintas escalas, 1:10.000 e 1:50.000. Os autores apontaram resultados eficientes destacando que 70% das cicatrizes coincidiram com a classe Incondicionalmente Instável na escala 1:10.000, mas com decréscimo de acerto para escala 1:50.000, em que apenas 12% das cicatrizes coincidindo com esta mesma classe.

No intuito de comparar a eficiência de diferentes modelos, Vieira (2007) analisou os resultados providos pelos modelos SHALSTAB e TRIGRS (*Transient Rainfall Infiltration And Grid-Based Regional Slope Stability*), aplicados na Bacia da Copebrás, no município de Cubatão (SP), afetada por escorregamentos em 1985. Um conjunto de resultados foi obtido por meio da simulação de cenários nos dois modelos, utilizando o mesmo conjunto de dados físicos do solo (coesão e ângulo de atrito) e cartográficos, variando em cada cenário os parâmetros profundidade e peso específico saturado do solo. Assim, a autora identificou que os modelos apresentaram um resultado similar quando comparados as classes de instabilidade de cada um. Como exemplo, em um dos cenários do SHALSTAB, 84% das cicatrizes mapeadas coincidiram com as três classes mais instáveis do modelo.

Com a finalidade de definir áreas suscetíveis a escorregamentos, Zaidan; Fernandes (2009) fizeram uso do modelo tendo como área de análise a Bacia Hidrográfica do Córrego Independência, que se estende pelo perímetro urbano do município de Juiz de Fora (MG). O trabalho foi desenvolvido com base em dados

plano-altimétricos obtidos de ortofotos em escala 1:2.000. O modelo apresentou um alto percentual de acerto, pois houve uma exata correlação (100%) entre as classes mais instáveis do modelo com as cicatrizes mapeadas. Não obstante, os autores destacaram que houve dificuldades na elaboração do mapa de cicatrizes, utilizado para validar os resultados do modelo, devido à dinâmica de ocupação da área.

Ainda em área urbana, Listo; Vieira (2012) buscaram verificar a eficácia do SHALSTAB, validando seus resultados por meio de uma correlação entre o mapeamento de classe de risco realizadas em campo e classes de instabilidade dadas pelo modelo, na Bacia Hidrográfica do Limoeiro, zona leste do município de São Paulo. Os resultados obtidos foram eficientes, pois, como exemplo, um determinado setor da bacia, classificado como de Alto Risco, apresentou 95% de células classificadas como instáveis pelo modelo e num outro, de Baixo Risco, 90% das células foram classificadas como estáveis.

Michel *et al.* (2014) aplicaram os modelos SHALSTAB e SINMAP (*Stability Index Mapping*) na bacia do Rio Cunha, município de Rio dos Cedros/SC, onde escorregamentos foram registrados em novembro de 2008. Para geração de um MDT de 5m, os autores fizeram uso de curvas de nível geradas sobre dados LiDAR. Segundo os autores, o modelo SHALSTAB apresentou melhor desempenho na identificação de áreas susceptíveis a escorregamentos, sobretudo para a estimativa do volume de sedimentos produzido por estes processos. Os testes demonstraram que 100% das cicatrizes mapeadas coincidiram com as duas classes de maior instabilidade do modelo, sendo 14,29% Incondicionalmente Instável e 85,71% na classe $\text{Log } q/T < -3.1$.

Finalmente, Vieira; Ramos (2015), aplicaram o modelo na Bacia do Rio Guaxinduba, município de Caraguatatuba, área fortemente afetada por escorregamentos no verão de 1966-1967. Como base cartográfica utilizaram dados em escala 1:10.000, gerando um MDT com *grid* de 5 metros. Foram mapeadas 131 cicatrizes que serviram de base para validar os resultados obtidos pelo modelo. Vale destacar que esta experiência trouxe um menor valor na correlação das três primeiras classes de instabilidade quando comparado com outras pesquisas. Tal resultado se deve, segundo os autores, a presença de escorregamentos profundos (possivelmente rotacionais) em áreas previstas como estáveis pelo modelo e a própria configuração

da bacia que engloba áreas onde o relevo possui menor declividade em relação à escarpa da Serra do Mar.

Cabe destacar a aplicação do modelo em trabalhos internacionais. Dentre eles menciona-se Dietrich *et al.* (2001), Meisina; Scarabelli (2007), Sorbino *et al.* (2010), Goetz *et al.* (2011) e Teixeira *et al.* (2014).

Em um trabalho que buscou validar a eficiência do modelo para aplicação no manejo de áreas de plantio de florestas, Dietrich *et al.* (2001) apontaram que a eficiência do SHALSTAB depende, sobretudo, da qualidade da base cartográfica para a geração do MDT. Os autores realizaram testes em 7 bacias hidrográficas no estado norte-americano da Califórnia. Como resultado definiram diferentes níveis de potencial a escorregamentos para diferentes qualidades do MDT, como exemplo apontando que, para um MDT com *grid* de 10 metros, a classe do modelo correspondente ao $\text{Log } q/T < -2,8$ deve ser considerada como crítica na delimitação de suscetibilidade, assim como em um *grid* de 30m deve se considerar a partir da classe $\text{Log } q/T < -2,5$. Portanto, a definição de uma ou mais classes críticas pode variar conforme a qualidade da base cartográfica e consequentemente do MDT e do tamanho do *grid*.

No intento de comparar a eficiência do SHALSTAB e do SINMAP, Meisina; Scarabelli (2007) aplicaram os modelos na região de Oltrepo Parese (Itália). Para sua análise fizeram uso de dados cartográficos em escala 1:5.000, gerando um MDT de 5 metros de *grid*, além do mapeamento de cicatrizes do evento ocorrido em 2002. Os resultados mostraram que ambos os modelos indicaram satisfatoriamente áreas instáveis, coincidindo, inclusive, quando comparados aos inventários e levantamentos de campo. Como exemplo, 63,64% dos escorregamentos mapeados foram associadas as três classes mais instáveis do SHALSTAB, destacando-se também uma concordância de indicação de instabilidade quando associada à litologia, por ambos os modelos.

Já Sorbino *et al.* (2010) levantaram críticas quanto aos resultados do modelo SHALSTAB, quando comparado aos modelos TRIGRS e TRIGRS-*unsaturated*. Neste trabalho, os autores aplicaram os modelos numa região constantemente afetada por escorregamentos rasos, validando os resultados com base no mapeamento de cicatrizes de um evento de 1998, numa área de 60 Km², na região de Campania, sul

da Itália. Para comparar os modelos, foi proposto um *índice* de “Sucesso” e de “Erro”, permitindo avaliar que o modelo SHALSTAB, mesmo apresentando um alto valor de “Sucesso”, também foi que mostrou o maior valor de “Erro”, por superestimar as áreas instáveis.

Com a intenção de ampliar o desempenho do modelo SHALSTAB e do Fator de Segurança, Goetz *et al.* (2011) buscaram integrar métodos empírico-estatísticos tradicionais, como regressão não-linear. Os autores analisaram 278 áreas com pontos de iniciação de escorregamentos na Bacia Klanawa (Ilha de Vancouver, Canadá), combinando atributos de terreno obtidos de um MDT e as características de uso e ocupação da terra em área de exploração florestal. Como resultado, averiguaram que, a exemplo de um método estatístico, é possível aprimorar os resultados dos modelos, contudo, destacam que os resultados não foram melhores quando comparados com modelos empíricos exclusivamente baseados no terreno.

Teixeira *et al.* (2014) conduziram um trabalho verificando a eficiência do modelo SHALSTAB quando comparado a formulação do Fator de Segurança. O trabalho foi realizado na Bacia do Tibo, norte de Portugal, numa área com 45 cicatrizes de escorregamentos de distintas dimensões. Para validar os resultados os autores compararam as áreas instáveis indicadas pelo modelo com um inventário prévio e o mapeamento de cicatrizes. Dentre os resultados, destacaram uma diferença de 2,44% em relação ao acerto de cada modelo, que se baseou no índice de Concentração de Cicatrizes para cada classe de instabilidade dos modelos, sendo que para o SHALSTAB o valor foi de 77,41% e para o Fator de Segurança foi de 79,85%.

Nota-se, diante do que foi tratado, que os modelos matemáticos em bases físicas, em especial o SHALSTAB, têm sido aplicados tanto no Brasil, quanto internacionalmente, trazendo resultados promissores na previsão de áreas potencialmente instáveis, além de contribuir em projetos de mapeamento de áreas suscetíveis a escorregamentos.

3.3 LIDAR: DEFINIÇÃO E APLICAÇÃO EM ESTUDOS DE ESCORREGAMENTOS

O sistema de varredura de superfície LiDAR (*Light Detection and Ranging*) consiste num aparato de emissão de um feixe *laser* até um determinado alvo, sendo que a operação se dá pela medida da distância entre o emissor e o alvo, calculada pelo tempo necessário do retorno do sinal (ACKERMANN, 1996, KILLIAN *et al.*, 1996, FLOOD; GUTELIUS, 1997).

Diferentes equipamentos, desta mesma tecnologia, são utilizados tanto para alvos verticais, como construções e obras arquitetônicas, quanto para varredura de superfícies, havendo ainda, a possibilidade de integrar o equipamento às câmeras aerofotogramétricas (KERSTING, 2011). Este último (Figura 3) é um sistema aerotransportado para obtenção de dados remotamente, que varre a superfície orientado por um espelho oscilante no interior do equipamento, com um determinado ângulo máximo de abertura, cuja faixa de abrangência pode variar em função da altura de voo. Durante a operação, para cada ponto de contato do *laser* com a superfície, é verificada a diferença de tempo entre a emissão e o retorno do sinal, permitindo assim a identificação dos valores *x*, *y* e *z* de um sistema de coordenada qualquer. Para que estes valores possam ser obtidos, um sistema GPS (*Global Positioning System*) está acoplado à aeronave e outro numa determinada base. Desta forma, os dados são georreferenciados pela correlação do posicionamento do equipamento no momento da emissão/recepção do sinal e sua relação com uma coordenada conhecida; soma-se a isto um sistema (inercial), que associa um parâmetro de correção de deslocamento aos valores de coordenadas (ACKERMANN, 1996, KILLIAN *et al.*, 1996, FLOOD; GUTELIUS, 1997; KERSTING, 2011, BECKER; CENTENO, 2013).

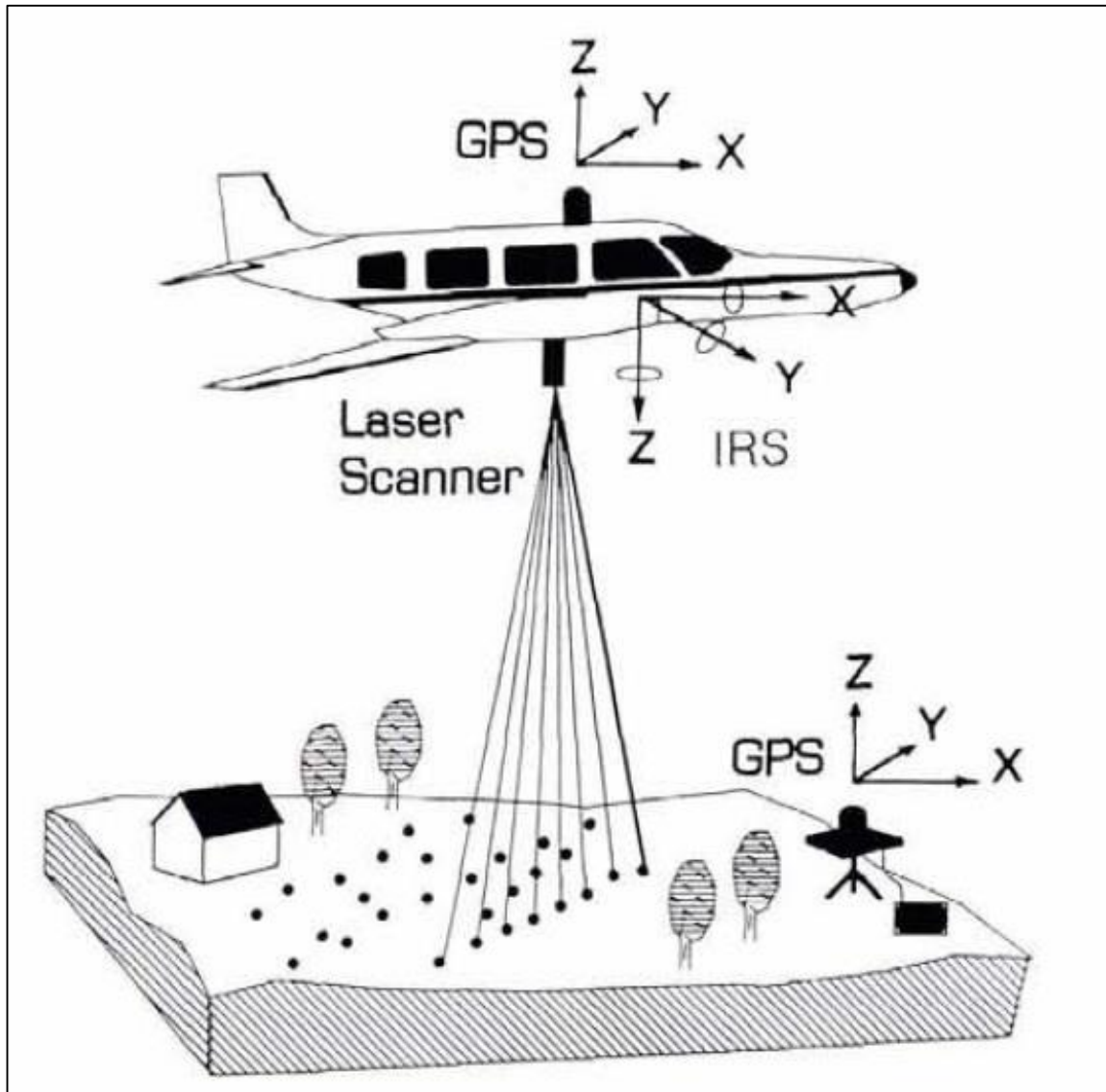


Figura 3: Esquema representativo da operação do sistema LiDAR numa varredura aerotransportada. O mecanismo opera por meio da emissão de um feixe *laser* em *zigzag*, gerando uma “nuvem” de pontos sobre a superfície. Após incidir sobre a superfície, o sinal *laser* é refletido e é captado pelo sensor do equipamento, sendo possível obter valores de coordenadas (x, y e z) pela correlação com o sistema GPS no solo, além de um sistema inercial (IRS – *Inertial Reference System*) para a correção do deslocamento. Fonte: Flood; Gutelius, 1997.

A variação da quantidade de pontos captados por metro quadrado de área depende dos parâmetros de voo, do tipo de equipamento e da superfície levantada, e a coleção destes dados brutos em uma “nuvem de pontos” permite a geração, basicamente, de dois produtos: (a) Um referente à elevação de qualquer superfície, como o dossel florestal, construções, etc., definida neste trabalho como um Modelo

Digital de Elevação (MDE) e (b) outro relativo às feições do relevo, como um Modelo Digital de Terreno (MDT).

Ambos os produtos são gerados após a aplicação de um procedimento de classificação dos pontos, a exemplo de algoritmos de filtragem (AXELSSON, 1999). Contudo, diante do avanço dos *softwares* de processamento de dados LiDAR, tornou-se prático aplicar um procedimento de filtragem que se baseia em uma identidade de cada ponto dada pelo tempo de retorno e frequência do sinal (ASPRS, 2003). Como exemplo o ponto identificado como *First Return* (Primeiro Retorno) refere-se a elementos sobre a superfície, como o dossel de uma árvore; e outro ponto, identificado como último retorno, refere-se à superfície do terreno (*Ground*); os pontos intermediários também recebem uma classificação específica (ASPRS, 2003; ASPRS, 2010) (Figura 4)

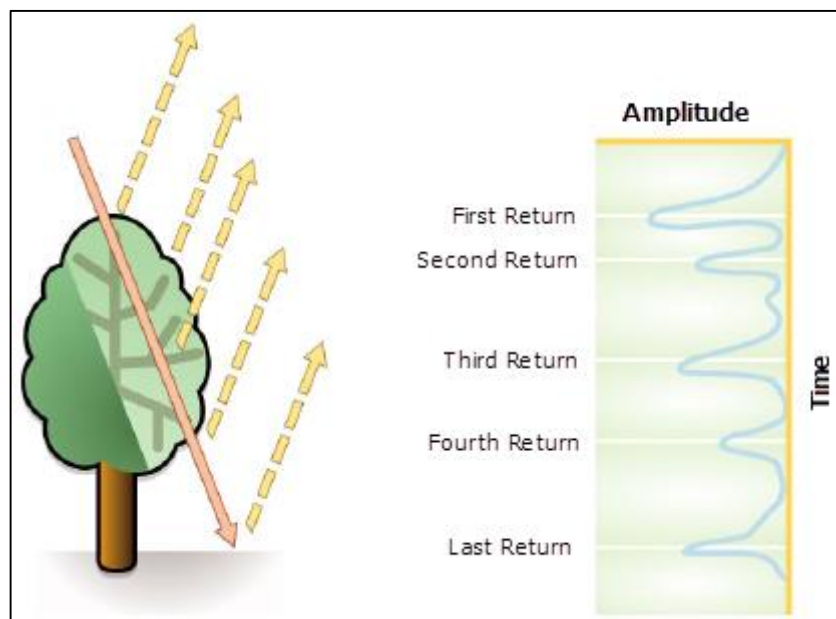


Figura 4: Representação da incidência e do retorno de pulsos *laser* sobre um objeto e sua relação com a amplitude da frequência e tempo de deslocamento do sinal, captado pelo equipamento, o que define uma classificação para cada pulso entre o primeiro retorno (*First Return*) até o último retorno (*Last Return*). Fonte: ESRI, 2013.

Nos dois casos (MDT e MDE) é possível construir um modelo digital da superfície em três dimensões, que tem sido destacado pela precisão na representação e rapidez na obtenção dos dados (BECKER; CENTENO, 2013). Nota-se, porém, que o sistema LiDAR pode apresentar discrepâncias quando a área de varredura é ocupada por floresta densa, causando a diminuição de pontos referentes a superfície, o que acarreta uma média menor de pontos por metro quadrado e a ocorrência de “vazios”, ou seja, áreas com inexistência de pontos na superfície (PACHECO *et al.*, 2011; MACEDO *et al.* 2013). O MDT derivado do LiDAR tem sido amplamente utilizado como base para modelagem digital do relevo, sobretudo a partir dos anos de 1990 (NELSON *et al.*, 2009), apresentando resultados positivos, mesmo em áreas florestadas, sobretudo nos aspectos topográficos e na identificação de feições no relevo, quando comparado a MDT's derivados de curvas de nível (HARDING; BERGHOFF, 2000; SCHULZ, 2004; SCHULZ, 2007).

Em um experimento para verificar a precisão dos pontos do LiDAR (considerando o modelo OPTECH 2050), Macedo *et al.* (2013) quantificaram um erro médio de 0,5 m para coordenadas *x/y*, e 0,21 para altimetria (*z*), em uma varredura de uma área florestada com relevo ondulado. Estes valores médios de erro, foram avaliados pelos autores como toleráveis dentro do padrão cartográfico para a escala pretendida. Muito embora, Cruz *et al.* (2011), ainda em um estudo preliminar, defendam que os erros médios apresentados pelos dados coletados por este mesmo equipamento, para a geração de um MDT, não atenderam ao padrão de exatidão cartográfica nível A, para uma escala 1:2.000.

Diferentes trabalhos utilizaram o MDT derivado do LiDAR (MDT-LiDAR) para análises de feições geomorfológicas, a exemplo de estudos de movimentos de massa (Figura 5), com resultados positivos na identificação de eventos pretéritos (pré-históricos) e na elaboração de inventários (SCHULZ, 2004; BAUM *et al.*, 2005; GLENN *et al.*, 2006; SCHULZ, 2007; HIGHLAND; BOBROWSKY, 2008; GODT *et al.*, 2008; GUZZETTI *et al.*, 2012; RAZAK *et al.*, 2013, MICHEL *et al.*, 2014; HAUGERUD, 2014)

Com o intuito de avaliar o MDT-LIDAR, Schulz (2004) mapeou os escorregamentos junto à zona costeira de Seattle (EUA) para fins de comparar seus resultados com mapeamentos anteriores. O autor destaca que a qualidade dos dados analisados (um ponto/m²) permitiu a identificação de feições com no mínimo 30 metros

de extensão e poucos metros de altura, contudo, feições entre <1 e 2 metros foram melhor identificadas por meio de ortofotos.

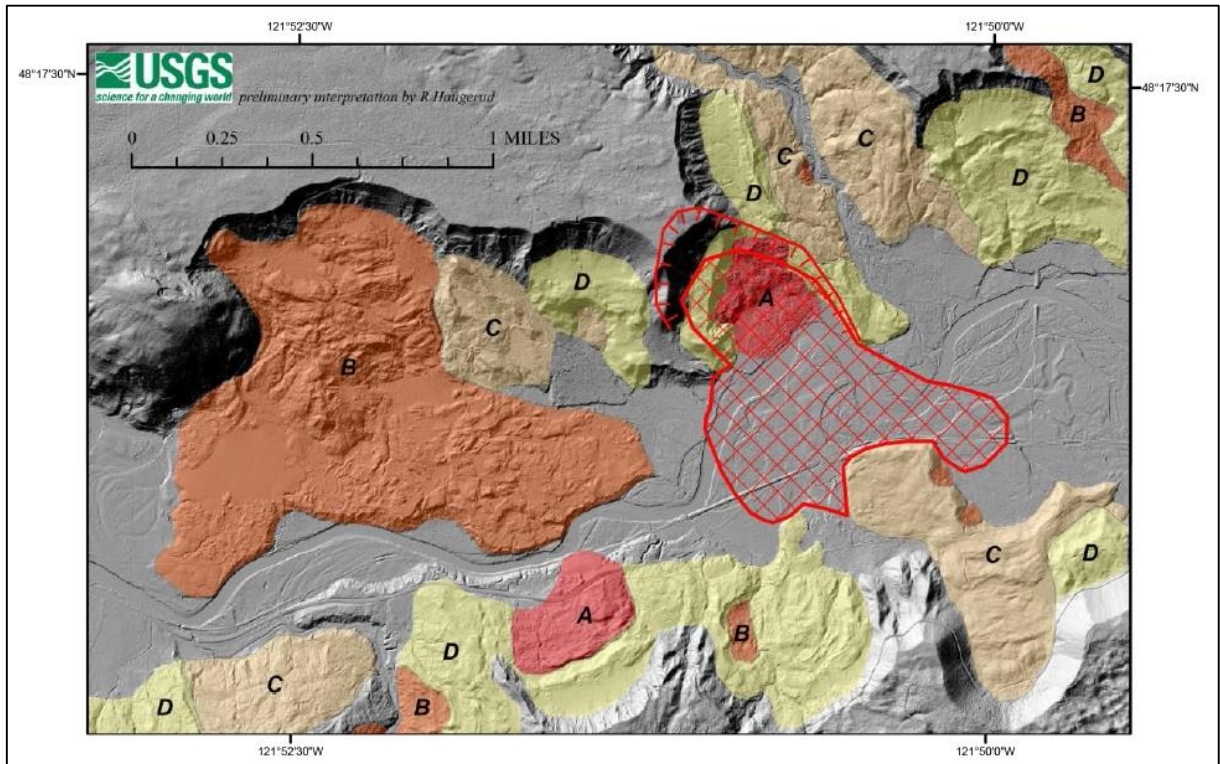


Figura 5: Representação digital do relevo (sombreado) obtido de dados LiDAR. Áreas coloridas exibem depósitos de escorregamentos classificados por sua idade relativa, mais jovem (A) até mais antigo (D). Em vermelho (hachura) a extensão aproximada do escorregamento que atingiu a comunidade de OSO (Washington, EUA), em março de 2014. Fonte: Haugerud, 2014.

Baum *et al.* (2005), também na região de Seattle (EUA), fizeram uso de dados levantados pelo LiDAR objetivando desenvolver um banco de dados em ambiente SIG para mapear a probabilidade de ocorrência de deslizamentos (ao longo do tempo), e definir limites críticos de precipitação pluvial para deflagração destes processos. Os autores mostraram que os dados do LiDAR foram mais eficientes na superfície do relevo sob a vegetação mais densa. Destacaram também que este sistema permitiu identificar áreas instáveis nos terrenos, mesmo com poucos dados geológicos e geotécnicos (Figura 6).

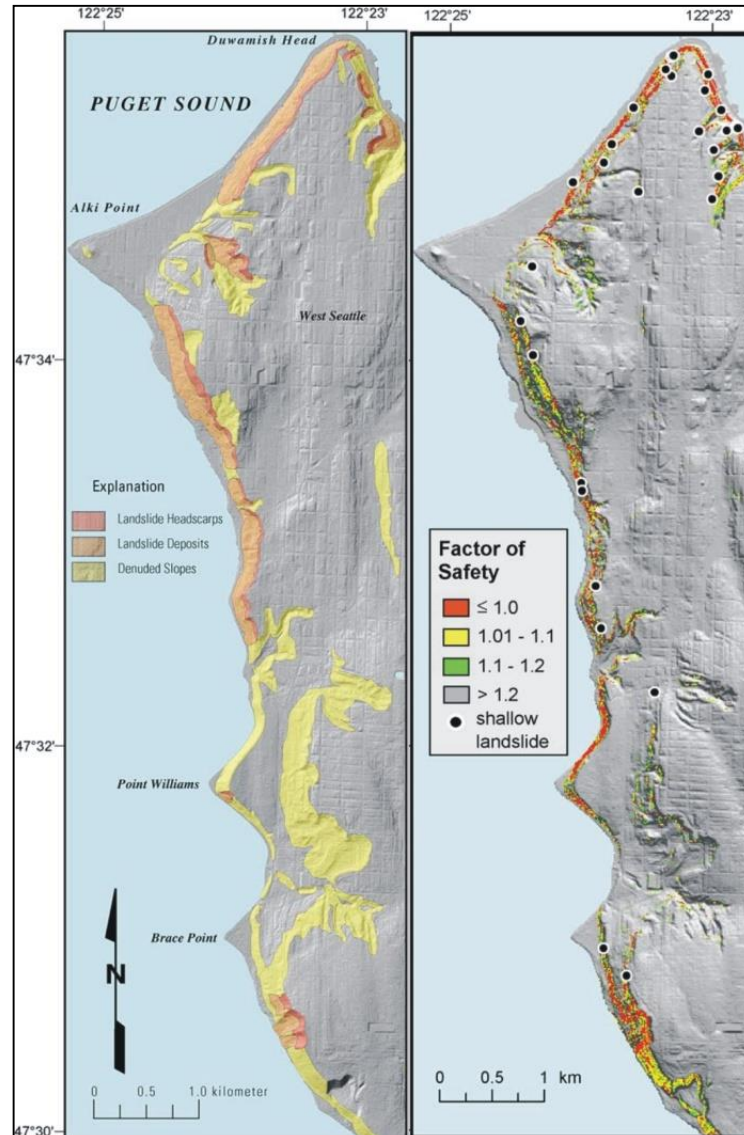


Figura 6: MDT-LiDAR aplicado no mapeamento de feições de deslizamentos (esquerda) e na suscetibilidade utilizando o modelo TRIGRS Fonte: Baum *et al*, 2005.

Já Glenn *et al.* (2006), fazendo uso do LiDAR e de levantamento topográfico, definiram feições decorrentes de movimentos de massa em bordas de dois cânions no sudeste do estado de Idaho (EUA) e verificaram que o MDT-LiDAR possui um potencial na diferenciação de componentes morfológicos no interior dos escorregamentos, além de contribuir na classificação de tipo de material e do processo atuante no escorregamento.

No trabalho desenvolvido por SCHULZ (2007), o MDT-LiDAR foi usado para mapear escorregamentos, escarpamentos e vertentes desnudadas de

escorregamentos em Seattle (EUA), para elaboração de inventário e sua comparação com mapeamentos anteriores. O autor destaca que a vegetação densa na área inibiu a identificação de feições (escorregamentos), tanto em observações no campo, quanto por meio de fotografias aéreas. Assim, os dados LiDAR, (obtidos durante a estação na qual ocorre a ausência de folhagem na vegetação) foram processados para revelar aspectos topográficos de escorregamentos. Como exemplo de resultado, o autor avaliou que o MDT-LiDAR, em relação a fotografias aéreas, permite uma melhor identificação de escorregamentos antigos, dos limites de escorregamentos recentes e dos escorregamentos complexos. Não obstante, a qualidade dos dados foi inadequada para discernir limites de escorregamento recentes, ainda assim, foi possível mapear ao menos quatro vezes mais escorregamentos do que àqueles realizados por métodos tradicionais (fotografias aéreas e trabalhos de campo).

Godt *et al.* (2008) também se apoiaram em dados de MDT-LiDAR como parâmetro topográfico para inventariar, em ambiente SIG, escorregamentos rasos no estado de Washington (EUA). Esta pesquisa buscou comparar diferentes técnicas de obtenção de dados geotécnicos a serem utilizados em um modelo de previsão de escorregamentos (transiente), que identifica a resposta da variação de poro-pressão no solo durante um evento pluviométrico. Neste trabalho, no qual também discutem a influência da qualidade do MDT em mapeamentos preditivos, os autores fizeram uso de um MDT com *grid* de 6 pés (1.83 m).

Ainda nos Estados Unidos, Highland; Bobrowski (2008) produziram mapas em áreas com ocorrência de deslizamentos e consideraram que o LiDAR pode gerar mapas mais detalhados e com maior clareza, revelando também, em certos casos, evidências de deslizamentos pretéritos que se mostram atualmente cobertos pela vegetação.

Já Guzzetti *et al.* (2012), numa revisão sobre novas ferramentas para inventários de escorregamentos, também argumentaram sobre a eficiência dos MDT-LiDAR, destacando que a riqueza de detalhes dos dados favorece uma identificação visual mais apurada de feições como curvatura e rugosidade do relevo. Sobre o uso desta tecnologia, Razak *et al.* (2013) apontaram que os MDT's obtidos foram satisfatórios para o mapeamento e para a elaboração de um inventário dos escorregamentos em Cameron Highlands (Malásia), permitindo, mesmo em zona de floresta equatorial, uma espacialização apurada das feições.

Haugerud (2014) apresentou uma proposta preliminar de classificação cronológica de depósitos de escorregamentos identificados usando o MDT-LiDAR. A área analisada está localizada próximo à comunidade de Oso, afetada por um escorregamento rotacional em março de 2014. O trabalho aponta, por meio da rugosidade do relevo, depósitos referentes a escorregamentos anteriores a 2014; contudo o autor destaca que a classificação, assim realizada, é uma etapa preliminar para análises estratigráficas e cronológicas.

Somam-se a esses estudos, os projetos desenvolvidos pelo *Oregon Department of Geology and Mineral Industries* (BURNS; MADIN, 2009; SMITH; ENGLISH, 2012) e pelo *Pudget Sound LiDAR Consortium* (HARDING; BERGHOF, 2000; HAUGERUD *et al.*, 2003; SCHULZ, 2005) que fazem uso da tecnologia LiDAR para o mapeamento e a elaboração de inventários voltados ao monitoramento de áreas suscetíveis a escorregamentos para fins de zoneamento do território.

Destaca-se, porém, que a disponibilidade de dados de varredura laser aerotransportado não abrange grandes extensões (GUZETTI *et al.*, 2012). Adiciona-se a isto uma lacuna em trabalhos considerando o modelo digital do relevo, derivado do LiDAR, em análises relacionadas aos movimentos de massa e seus processos correlatos nas zonas tropicais e subtropicais brasileiras, em especial para escorregamentos rasos.

Vale notar o trabalho de Cavalcanti *et al.* (2013), que buscou criar cenários de inundação baseados em curvas de nível geradas a partir de pontos LiDAR, para a bacia hidrográfica do Rio Una, estado do Pernambuco. Neste trabalho os autores definiram cotas topográficas máximas de inundação e o seu potencial de atingir áreas residenciais. Ainda fazendo uso de dados LiDAR para geração de curvas de nível, e por conseguinte um MDT, Michel *et al.* (2014), avaliaram e compararam os resultados do modelos SHALSTAB e SINMAP em uma bacia afetada por escorregamentos em 2008, no estado de Santa Catarina.

4. ÁREA DE ESTUDO

A área selecionada para realização da pesquisa localiza-se ao leste do estado do Paraná e está inserida no município de Antonina. Este se estende desde o oeste da Baía de Antonina até as mais altas elevações da Serra do Mar.

O compartimento formado pela Serra do Mar, não somente no estado paranaense, se distende por aproximados 1.500 quilômetros, ao longo da costa oriental brasileira, entre os estados do Rio de Janeiro e Santa Catarina (GONTIJO-PASCUTTI *et al.*, 2012). Neste capítulo são apresentados os aspectos fisiográficos da Serra do Mar no Paraná e do município de Antonina, com destaque para área do Morro do Bom Brinquedo, afetada por movimentos de massa ocorridos em 2011.

4.1 SERRA DO MAR PARANAENSE

O estado do Paraná possui uma compartimentação do relevo marcada, de Leste para Oeste, pela planície litorânea, a Serra do Mar, e planaltos interiores - Primeiro, Segundo e Terceiro. Esta divisão, consagrada por Maack (1947), traz destaque a barreira formada pela Serra do Mar (Figura 7), como uma serra marginal originada por escarpamento de falhas e abatimentos de blocos com direção predominante NE e NNE e que limita a planície litorânea a leste, dos planaltos interiores a oeste (MAACK, 1947 e 1981; BIGARELLA *et al.*, 1978; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; SANTOS *et al.*, 2006; GONTIJO-PASCUTTI *et al.*, 2012).

Maack (1981) aponta que a Serra do Mar no Paraná é composta por uma série de blocos elevados, delimitada por falhamentos e sustentada por corpos ígneos que sofrem erosão diferencial. O conjunto montanhoso assume denominações locais, como Serra do Capivari Grande e Ibitiraquire ao norte, da Graciosa, Farinha Seca e Marumbi na porção central e da Igreja, Canavieiras e da Prata, mais ao Sul (Figura 8).



Figura 7: A Serra do Mar paranaense. Foto: Tiago D. Martins.

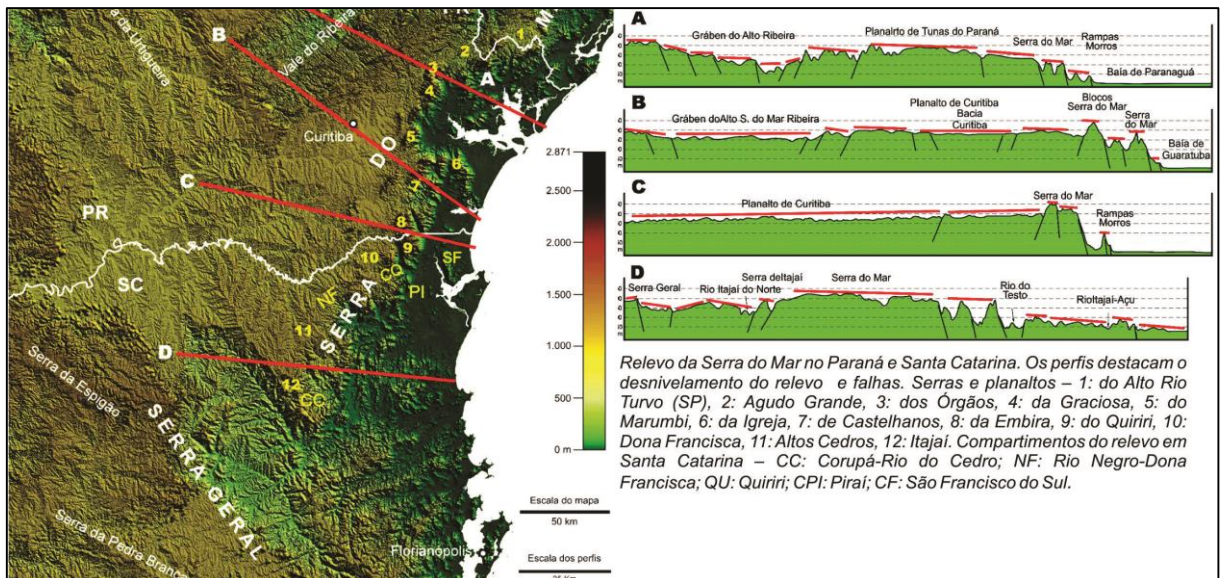


Figura 8: Representação da Serra do Mar entre os estados do Paraná e Santa Catarina, com perfis topográficos. Fonte: adaptado de Gontijo-Pascutti *et al.* (2012).

A estrutura litológica integra o Escudo Paranaense, compartimento geológico onde afloram as mais antigas rochas do estado, destacando a ocorrência de corpos granitóides intrusivos, além de rochas metamórficas, como gnaisses e migmatitos, e a presença de diques; apresentando, por vezes, recobrimento por sedimentos cenozóicos (MINEROPAR, 2001).

Quanto à condição geomorfológica, a Serra do Mar é definida como uma unidade morfoescultural que integra a unidade morfoestrutural do Cinturão Orogênico do Atlântico (SANTOS *et al.*, 2006). No mapeamento geomorfológico, em escala 1:250.000, foram identificadas as seguintes sub-unidades morfoesculturais: Morros Isolados Costeiros, Rampas de Pré-Serra e Serras Isoladas, Serra do Mar Paranaense e Blocos Soerguidos da Serra do Mar (SANTOS *et al.*, 2006; MINEROPAR, 2006; OKA-FIORI, *et al.* 2006;). Conforme Santos *et al.* (2006), estas quatro sub-unidades são marcadas por vertentes retilíneas e topos alongados e em crista, variando o nível de dissecação de alto a muito alto.

Segundo apontam Santos *et al.* (2007), sobre a Vulnerabilidade Geoambiental (assim como definido no original) destas mesmas quatro sub-unidades, enquanto os Morros Isolados Costeiros apresentam uma alta suscetibilidade a ocorrência de movimentos de massa e quedas de blocos; as Rampas de Pré-Serra e Serras Isoladas apresentam valor moderado a erosão laminar e linear, além da possibilidade de movimentos de massa; e para a Serra do Mar Paranaense e os Blocos Soerguidos da Serra do Mar, uma alta suscetibilidade a ocorrência de movimentos de massa e quedas de blocos.

Adjacente a unidade (morfoescultural) da Serra do Mar, está a unidade morfoescultural do Primeiro Planalto Paranaense, predominantemente a Oeste, e a sub-unidade morfoescultural Planície Litorânea e Planícies Flúvio Marinhas a Leste (OKA-FIORI, *et al.* 2006; SANTOS *et al.*, 2006; MINEROPAR, 2006).

As bacias hidrográficas na Serra do Mar paranaense (voltadas para Leste) são originadas junto as suas vertentes mais elevadas, drenando diretamente para as Baías de Antonina, Paranaguá e Guaratuba (MAACK, 1981). Ocorrem ainda capturas de drenagem do planalto adjacente a oeste do escarpamento, a exemplo do Rio Ipiranga (MAACK, 1981).

Para Baía de Antonina destaca-se a drenagem formada pelo Rio Cachoeira e Cacatu, com suas nascentes junto a Serra do Ibitiraquire; além de canais de menor expressão que drenam diretamente para a baía, dentre eles Rio das Pedras e Sapitanduva (MAACK, 1981).

Ressalta-se o desenvolvimento de pesquisas em bacias hidrográficas na região, destacando Kozciak (2005), na análise de instabilidade de vertentes na Bacia do Rio Marumbi, Paula (2010) sobre produção de sedimentos fluviais na área de drenagem da Baía de Antonina e Silveira *et al.* (2012) sobre instabilidade de vertentes na Bacia do Rio Jacareí.

A condição climatológica regional tem como principal característica a ausência de uma estação seca definida, marcada por um clima subtropical úmido (MAACK, 1981), e com média pluviométrica anual de 2.435,8 mm, registrando até 3.465,4 mm junto a vertentes mais elevadas da serra (VANHONI; MENDONÇA, 2008). Conforme estes autores, são definidas as seguintes associações climáticas para a região: Cfa (Clima temperado chuvoso e moderadamente quente) para as áreas de planície mais próximas do litoral; e Cfb (Clima subtropical úmido mesotérmico com verão fresco) para áreas mais elevadas.

A composição fitogeográfica tem na Floresta Ombrófila Densa seu maior destaque, ocorrendo associações vegetacionais determinadas pela variação altimétrica do relevo (RODERJAN *et al.*, 2002), sendo elas: (a) Floresta Ombrófila densa de Terras Baixas: situada entre elevações de 0 a 20 m.s.n.m., geralmente sobre depósitos marinhos Quaternários; (b) Floresta Ombrófila Densa Submontana: situada entre elevações entre 20 a 600 m.s.n.m., geralmente sobre depósitos coluvionares até o sopé das vertentes da serra; (c) Floresta Ombrófila Densa Montana: situada entre elevações entre 600 a 1.200 m.s.n.m., posicionando-se sobre os trechos intermediários das vertentes da serra; (d) Floresta Ombrófila Densa Altomontana: situada em elevações superiores a 1.200 m.s.n.m., limítrofe as formações campestres de cimeiras (Refúgios Vegetacionais); e (e) Floresta Ombrófila Densa Aluvial: desenvolvem-se junto aos canais de drenagem em áreas planas com acúmulo de sedimentos.

As características pedológicas estão associadas à ocorrência de afloramentos de rocha nas cimeiras mais elevadas e solos pouco desenvolvidos como Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos e, seguindo para leste, em direção planície litorânea,

ocorre associação de sedimentos inconsolidados e solos hidromórficos, destacando-se os Gleissolos, Neossolos Flúvicos e Cambissolos Flúvicos (SANTOS *et al.* 2009 e PAULA, 2010). Cabe fazer referência ao trabalho realizado por Santos *et al.*, (2009) e Paula (2010), na identificação, em escala 1:50.000, de tipos pedológicos nas bacias hidrográficas que drenam para baía de Antonina, abrangendo uma área de 1.501,1 km² entre a Serra do Mar e o ambiente estuarino da baía, onde foram identificadas as seguintes classes: Cambissolo Háplico e Argissolos Vermelho-Amarelo, Cambissolos Háplicos, Neossolos Litólicos e Afloramentos de Rochas, Cambissolos Háplicos e Neossolos Litólicos, Gleissolos Háplicos, Gleissolos Háplicos e Neossolos Flúvicos e Cambissolos e Latossolos Vermelho Amarelo.

Este compartimento do relevo, não somente no estado do Paraná, tem sido um cenário afetado por movimentos de massa devido às características topográficas, e à concentração de altos volumes pluviométricos, que são fortalecidos pelo bloqueio orográfico (PELLEGATTI; GALVANI, 2010). Como exemplo, destacam-se eventos catastróficos os ocorridos nas cidades de Caraguatatuba-SP (1967), Cubatão-SP (1985), Ilhota, Gaspar e Luis Alves em Santa Catarina (2008), Angra dos Reis-RJ (2010), Região Serrana do Rio de Janeiro (2011), Antonina e Morretes no Paraná (2011), Petrópolis-RJ (2013) (Figura 9).

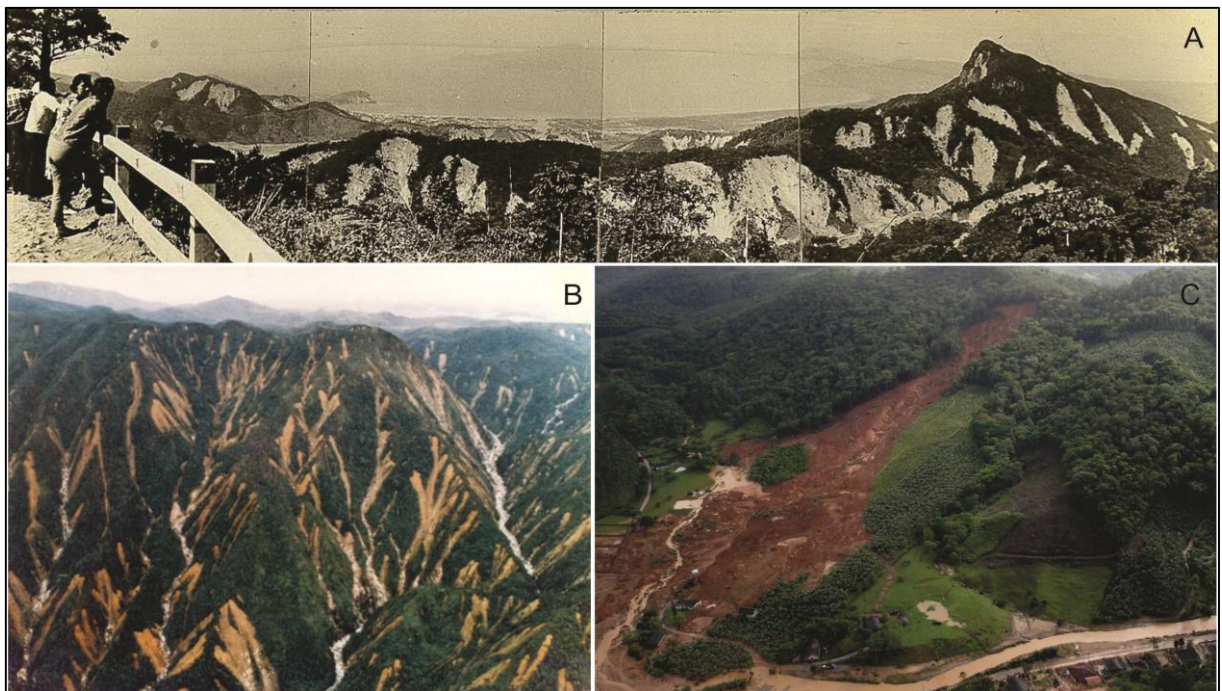


Figura 9: Escorregamentos na Serra do Mar. A) Caraguatatuba (SP) em 1967. B) Serra do Cubatão (SP) em 1985. C) Ilhota (SC) em 2008. Fonte: Adaptado de Vieira; Gramani (2015).

4.2 MUNICÍPIO DE ANTONINA

Encerrado entre os outeiros mais elevados da Serra do Mar, que superam os 1.800 m de altitude e a planície litorânea, o município de Antonina localiza-se na porção leste do estado, limítrofe a Baía de Antonina/Paranaguá (Figura 10).

De acordo com o mapeamento geomorfológico em escala 1:250.000 (OKA-FIORI, *et al.* 2006; SANTOS *et al.*, 2006; MINEROPAR, 2006), identifica-se em seu perímetro as seguintes sub-unidades morfoesculturais: (a) Morros Isolados Costeiros; (b) Rampas de Pré-Serra e Serras Isoladas; (c) Serra do Mar e Blocos Soerguidos da Serra do Mar; (d) Planície Litorânea e Planícies Flúvio Marinhas; e ainda, em diminuta porção a oeste, (e) o Planalto do Complexo Gnáissico-Migmatítico (este último integrando a Unidade Morfoescultural Primeiro Planalto Paranaense).

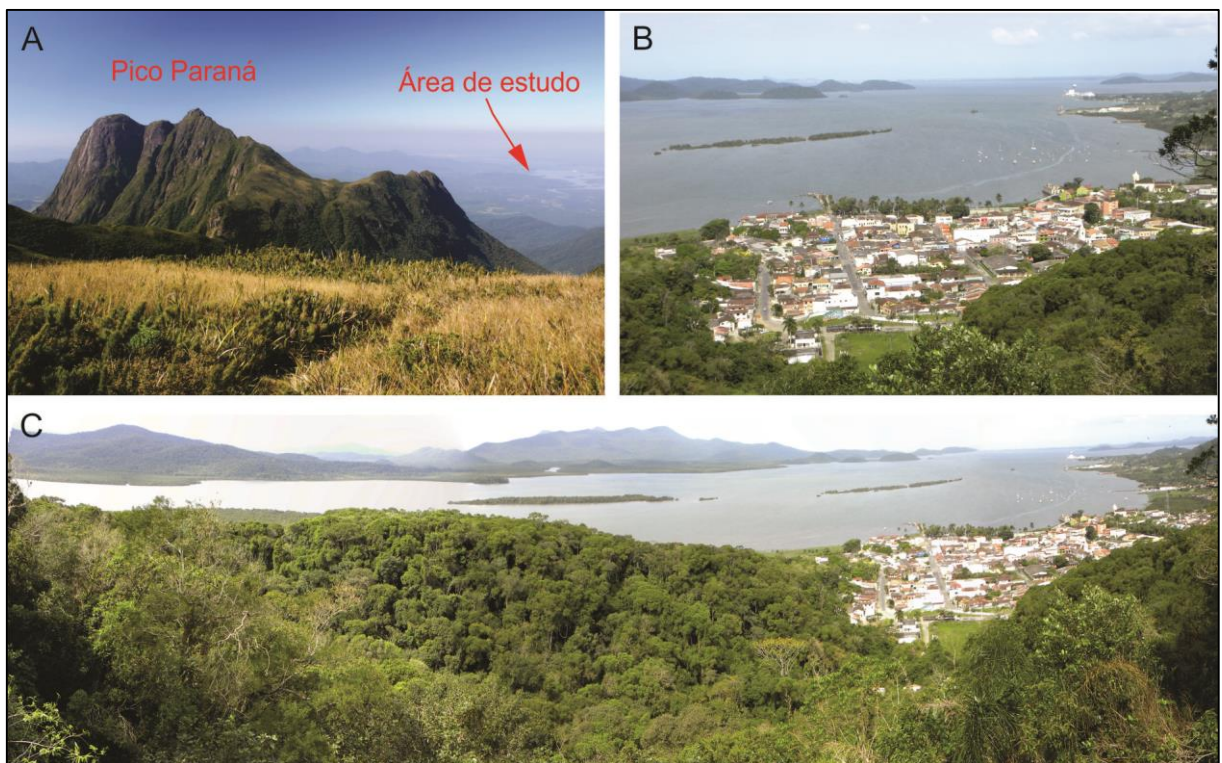


Figura 10: A) Pico Paraná, a mais alta elevação da Serra do Mar paranaense, com 1.877 m, localizado no município de Antonina/PR em primeiro plano, e ao fundo, o ambiente estuarino da Baía de Antonina/Paranaguá. B) Detalhe da área urbana junto à orla da baía. C) Visão geral da Baía de Antonina e área urbana do município. Fotos: Tiago D. Martins.

Antonina tem uma dimensão territorial de 882,317 km² e abriga uma população de 18.891 habitantes, de acordo com dados do censo 2010, sendo 16.063 habitantes na área urbana e 2.828 na área rural (IBGE, 2013).

A ocupação da área, por parte dos colonizadores europeus, está vinculada ao processo de colonização da porção leste – litorânea – do estado do Paraná, a partir do século XVII, favorecido pela orla da baía, marcado, sobretudo pela identificação de áreas auríferas ao longo dos rios da Serra do Mar (BERNARDES, 1950). Posteriormente, na segunda metade do século XIX, a zona portuária (Antonina e Paranaguá) favoreceu a ampliação da população na região (BERNARDES, 1950). O povoamento, onde se localiza atualmente Antonina, segundo aponta Ferreira (1999, p. 167) efetivou-se a partir de 1648 “quando o paraibano Gabriel de Lara, [...] cedeu a Antônio de Leão, Pedro Uzeda e Manoel Duarte três sesmarias”, na quais foi realizada a instalação das primeiras povoações.

O sítio urbano do município concentra-se junto à orla da baía sobre a subunidade Planície Litorânea e Planícies Flúvio Marinhas e circundadas pelas elevações dos Morros Isolados Costeiros. Sendo a primeira caracterizada por baixa dissecação com elevações variando entre 0 a 200 m.s.n.m., marcada por planícies de restingas e flúvio-marinhas, e a segunda por alta dissecação do relevo, com predominância de cimeiras alongadas, vales em “V” fechado, vertentes retilíneas e altitude variando entre 200 a 920 m.s.n.m. (OKA-FIORI, *et al.* 2006; SANTOS *et al.*, 2006; MINEROPAR, 2006). Estas subunidades apresentam peculiaridades no que tange a vulnerabilidade geoambiental, em que a primeira é marcada pela alta suscetibilidade a movimentos de massa e quedas de blocos e a segunda por uma alta suscetibilidade a erosão marinho-fluvial e poluição do lençol freático (SANTOS *et al.*, 2006).

Em março de 2011, a área urbana do município foi afetada por um evento de movimento de massa, particularmente nas imediações do Morro do Bom Brinquedo no setor norte do perímetro urbano (Figura 11). Tal evento, foi desencadeado após um período de precipitação pluvial, no qual foi registrada (estação pluviométrica Antonina) um valor de 98,6 mm para a data do evento, e com um acúmulo de 263 mm entre o período de 01/03/2011 a 11/03/2011, conforme dados fornecidos pelo SIMEPAR (Figura 12). Houve um acúmulo total, para primeira quinzena de março

daquele ano, de 308,2 mm, um valor considerado abaixo da média climatológica para o período que é de 334 mm, para aquela mesma estação.

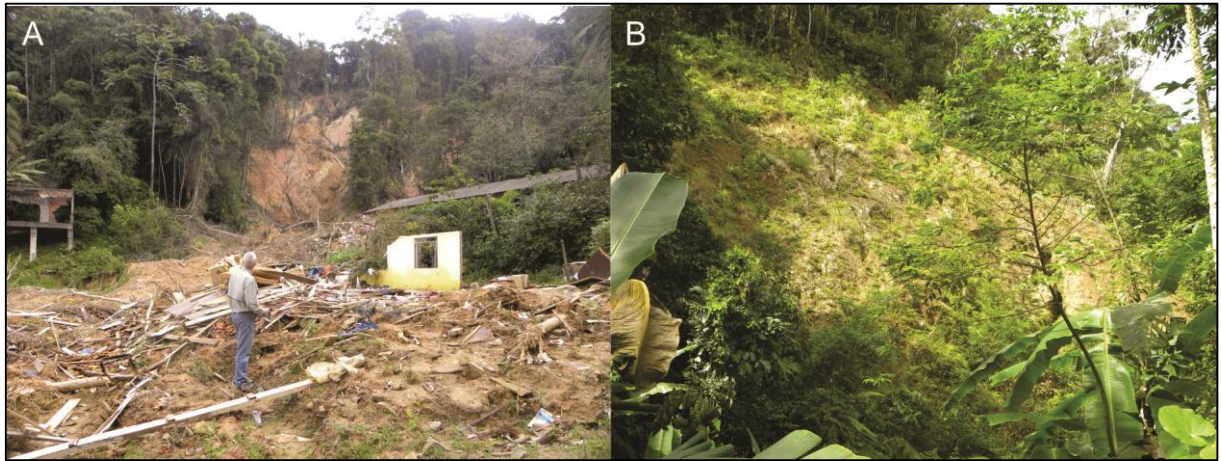


Figura 11: Movimentos de massa ocorridos no Morro do Bom Brinquedo, em 11 de março de 2011; A) área afetada no setor Sudoeste do Morro e B) cicatriz remanescente de escorregamento do Morro. Fotos: A) Bianca C. Vieira em 2011 e B) Tiago D. Martins em 2014.

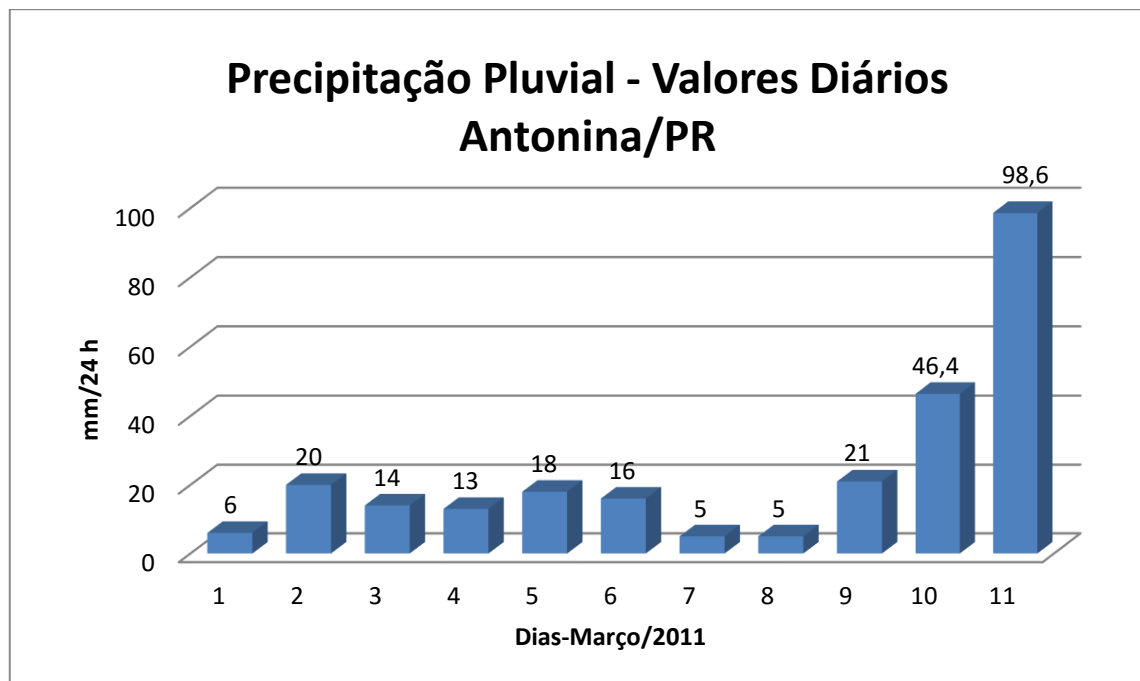


Figura 12: Precipitação Pluvial registrada na estação pluviométrica do município de Antonina entre os dias 01 e 11 de março de 2011. Fonte: SIMEPAR (2011).

Pode-se destacar que entre os dias 02 e 06 de março, foi registrado um acúmulo de 81 mm, valor considerado crítico pela defesa civil, que se baseia na proposição de Tatizana (*et al.*, 1987); e, novamente, um acúmulo superior ao volume crítico para os dias 10 e 11, registrando 145 mm.

Ainda de acordo com os dados levantados pelo SIMEPAR, referentes a data do evento (11 de março), em duas outras estações pluviométricas na região (estação de Morretes e do Km 35-BR277) foi registrado um volume de precipitação de 230,6 mm e 236,8 mm, com acúmulo total entre os dias 01 e 11 de 386 mm e 384,6 mm, nas duas estações. Ainda naquela data, foram registrados inúmeros escorregamentos ocorridos na Bacia Hidrográfica do Rio Jacareí, na localidade de Floresta, município de Morretes, vizinho a Antonina, onde os mesmos os volumes pluviométricos estão relacionados (SILVEIRA *et al.*, 2012; SILVEIRA *et al.*, 2013).

Após o evento destaca-se o trabalho realizado por MINEROPAR (2013), que fez uma avaliação das características geotécnicas das vertentes da área urbana de Antonina, juntamente com um conjunto de mapas, em escala 1:5.000, nos quais, foram identificadas as áreas predispostas à ocorrência de movimentos de massa e setores de risco. O mesmo autor, realizou um mapeamento geológico e das características de solo do Morro do Bom Brinquedo, área afetada por diversos escorregamentos, apontando a ocorrência de corpos graníticos, anfíbolitos, quartzitos, sedimentos marinhos recortados por diques de diabásio porfirítico, com orientação Sudeste-Noroeste.

Ainda sobre área do Morro do Bom Brinquedo, Lopes (2013), em uma cicatriz obteve dados detalhados das propriedades físicas do solo (ângulo de atrito, coesão, peso específico natural relativo e peso específico saturado relativo) no intuito de correlacionar à espessura do solo e o nível freático com áreas de instabilidade nas vertentes.

Assim, para realização da pesquisa foi definida uma área de 18,96 Km², que abrange a zona urbana e periurbana do município de Antonina, com base no interflúvio dos Morros Isolados Costeiros que a circunda. Inseridas nesta área foram selecionadas duas bacias hidrográficas, afetadas por escorregamentos, para realização dos experimentos (Figura 13), sendo elas:

- Bacia Hidrográfica do Bom Brinquedo - BHBB: Localizada no Morro do Bom Brinquedo, porção setentrional do perímetro urbano do município, abrange uma área de 164.200 m² (delimitada no trabalho de Lopes, 2013).
- Bacia Hidrográfica das Laranjeiras - BHL: Congruente a Oeste da BHBB, que ocupa uma área de 171.800 m².

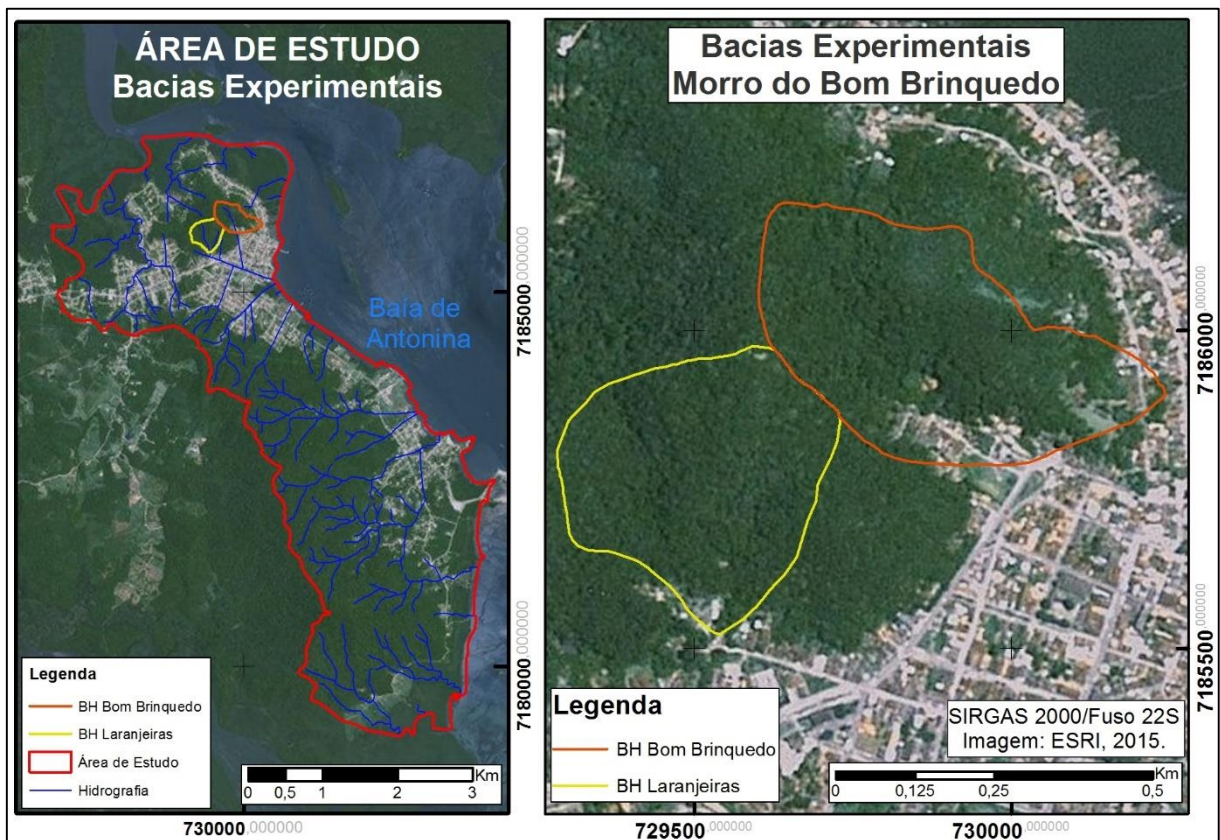


Figura 13: Localização da área de estudo e do perímetro urbano e periurbano do município de Antonina e Bacias Hidrográficas experimentais (BHBB e BHL), no Morro do Bom Brinquedo.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Inicialmente foi definida uma área de estudo baseada na disponibilidade de dados cartográficos compatíveis e com ocorrência de movimentos gravitacionais de massa. Assim a Bacia Hidrográfica do Bom Brinquedo (BHBB) e a Bacia Hidrográfica das Laranjeiras (BHL), ambas localizadas no Morro do Bom Brinquedo, no município de Antonina/PR, foram selecionadas devido a conterem as informações necessárias a análise.

A primeira etapa da pesquisa (Figura 14) descrita no item 5.1, consistiu na preparação das bases cartográficas e, em seguida, foram gerados os Modelos Digitais de Terreno (MDT's) de ambas as bacias, considerando tanto os dados topográficos oriundos de curvas de nível, como também os dados do sistema *Light Detection and Ranging* (LiDAR) (item 5.2).

Na sequência foram definidos os parâmetros físicos do solo a serem utilizados no modelo SHALSTAB (*Shallow Landsliding Stability Model*), considerando trabalhos prévios na literatura (item 5.3). Em seguida foram organizados os dados conhecidos, referente ao mapeamento de cicatrizes do evento de Março de 2011, com o intuito de gerar um mapa final de cicatrizes, que serviu para a validação dos cenários (item 5.4).

Posteriormente o SHALSTAB foi aplicado, considerando os diferentes MDT's e os valores de propriedades físicas do solo, permitindo avaliar, por meio de cenários, quais os dados do solo foram mais representativos no modelo (item 5.5). Esta análise foi realizada com base em diferentes índices (item 5.6). Por fim, foram analisadas as respostas do modelo em relação à origem dos dados para a elaboração do MDT, permitindo identificar o MDT com maior e menor potencial quando aplicado ao SHALSTAB.

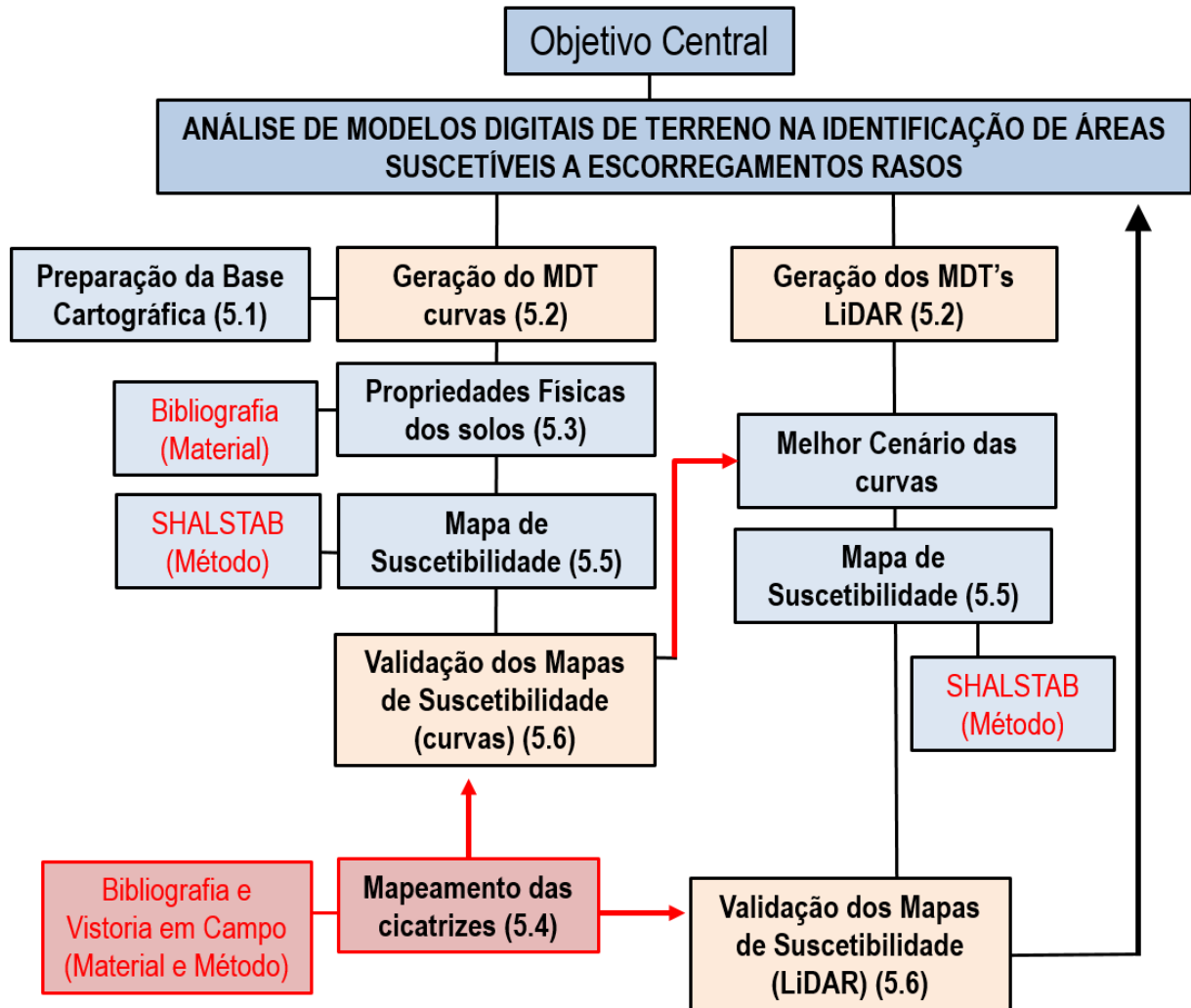


Figura 14: Fluxograma Esquemático da Pesquisa.

5.1 PREPARAÇÃO DAS BASES CARTOGRÁFICAS

Para a preparação das bases cartográficas foram utilizados três conjuntos de dados (Tabela 1) que consistiram em: (a) curvas de nível com equidistância de 10 m, provenientes de carta topográfica em escala 1:25.000 editada em 2002; (b) curvas de nível com equidistância de 1 m, provenientes de dados topográficos do Plano Diretor Municipal de Antonina, do ano de 2007, em escala 1:2.000; e (c) dados do sistema LiDAR, resultantes de um levantamento aerofotogramétrico em escala 1:2.000 (FIDUCIAL; LACTEC, 2013).

Tabela 1: Dados cartográficos utilizados na pesquisa.

Tipo	Escala	Equidistância das curvas de nível	Fonte
Carta Topográfica	1:25.000	10 metros	DSG, 2002
Plano Diretor	1:2.000	1 metro	PMA, 2007
LiDAR	1:2.000	XX	FIDUCIAL; LACTEC, 2013

Os dados referentes ao mapeamento 1:25.000 (DSG, 2002) foram utilizados para delimitação do perímetro urbano e periurbano de Antonina, onde se inserem as bacias hidrográficas analisadas. Os dados cartográficos em escala 1:2.000 (PMA, 2007), originalmente, apresentavam incongruências em alguns trechos das curvas de nível intermediárias, como intersecções entre curvas. Assim, para retificação foram ajustados manualmente, respeitando as suas equidistâncias, os trechos com intersecções, tendo como apoio as feições das curvas de nível mestras, com equidistância de 5 metros (Figura 15). Para aferição foi gerado um MDT tendo como base as curvas de nível retificadas, usando a ferramenta *Topo to Raster*, e sobre este, foram geradas novas curvas de nível (*Create Contour*), com a mesma equidistância (1m), e que foram justapostas as primeiras (sobreposição de *layer*) para uma inspeção visual. Estas operações foram todas realizadas no ArcMap 10.3.

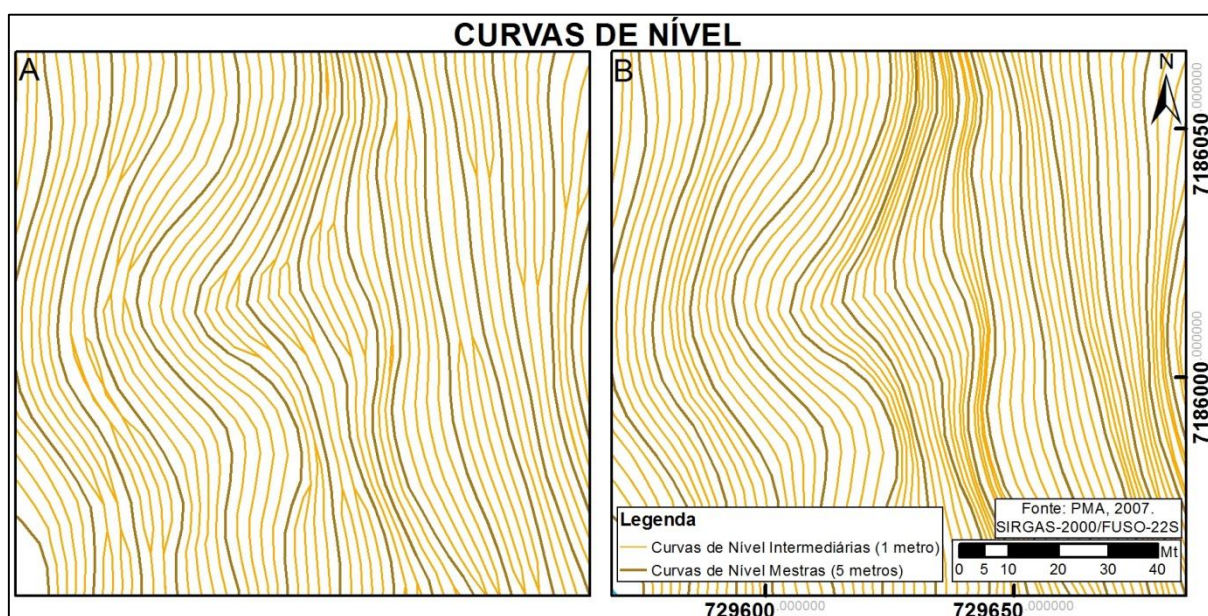


Figura 15: Exemplo de retificações realizadas nas Curvas de Nível Intermediárias oriundas do PMA (2007), sendo: A) dados originais, e B) depois das retificações.

Os dados LiDAR¹ foram obtidos a partir de um levantamento aerofotogramétrico para geração de produtos (ortofotos) em escala 1:2.000, no qual foi integrado o equipamento de varredura *laser* modelo OPTECH 2050, realizado em 30 de Abril de 2013. Este equipamento foi fabricado no ano de 2002 com frequência do pulso *laser* de 50 kHz (50.000 pulsos por segundo), possibilitando uma densidade de 400.000 a 4.000.000 de pontos. Os parâmetros adotados para o aerolevantamento consistiram em sobrevoos a uma altura de 1600 m, com sobreposição de 20% entre as faixas do *laser* (FIDUCIAL; LACTEC, 2013).

5.2 GERAÇÃO DE MODELOS DIGITAIS DE TERRENOS - MDT'S

A geração de um modelo digital de representação do relevo é essencial para análise proposta, pois a partir deste foi possível extrair as informações de área de contribuição e ângulo da encosta, que são consideradas no modelo SHALSTAB para identificação de áreas potencialmente instáveis. Destaca-se, contudo, que os recentes trabalhos de aplicação do SHALSTAB no Brasil fizeram uso de carta topográfica e respectivas curvas de nível para geração do modelo digital do relevo, dentre eles Guimarães *et al.* (2003), Gomes *et al.* (2005), Zaidan; Fernandes (2009), Vieira *et al.* (2010), Listo; Vieira (2012) e Ramos; Vieira (2015).

Cabe destacar que a nomenclatura adotada para os diferentes modelos digitais de uma superfície qualquer pode variar, pois está relacionada ao idioma do país de origem, ou ainda aos propósitos de análise de cada pesquisa. O termo *Digital Terrain Model* (DTM), em língua inglesa, descreve uma representação numérica digital do terreno, sendo que o mesmo entendimento pode ser aplicado também para outros termos como o *Digital Elevation Model* (DEM), *Digital Height Models* (DHGs), *Digital Ground Models* (DGMs) e *Digital Elevation Terrain Models* (DETM), o que em suma, identificam o mesmo produto (LI *et al.*, 2004).

¹ Os dados aerofotogramétricos e LiDAR foram cedidos para realização da presente pesquisa mediante o programa Curitiba Tecnológica/ISS Tecnológico, celebrados entre a empresa responsável pelo aerolevantamento e a Agência Curitiba de Desenvolvimento S/A; protocolo de aptidão n. 01-088616/2012.

Como exemplo verifica-se que o termo Modelo Digital de Elevação – MDE é amplamente utilizada em países de língua inglesa para representação do relevo sob a sigla DEM (*Digital Elevation Model*), diferentemente de Modelo Digital de Terreno (sob a sigla DTM, o que significa *Digital Terrain Model*), pois na língua inglesa podem ocorrer discrepâncias no entendimento do termo *Terrain* (PIKE *et al.*, 2009).

Esta pesquisa, portanto, faz uso do termo Modelo Digital de Terreno – MDT, independentemente dos dados que o originaram para identificar a representação digital do relevo, e apenas do relevo, considerando que esta representação se trata de uma relação matricial de informações num plano cartesiano x e y , no qual é indicado um valor de coordenada neste plano para cada unidade da matriz; havendo para cada informação x/y , uma informação z , referente a um valor altimétrico (Figura 16). Faz-se importante esta distinção e definição pois originalmente os dados LiDAR possuem informações referentes ao terreno e à feições sobre o terreno, como construções e o dossel florestal.

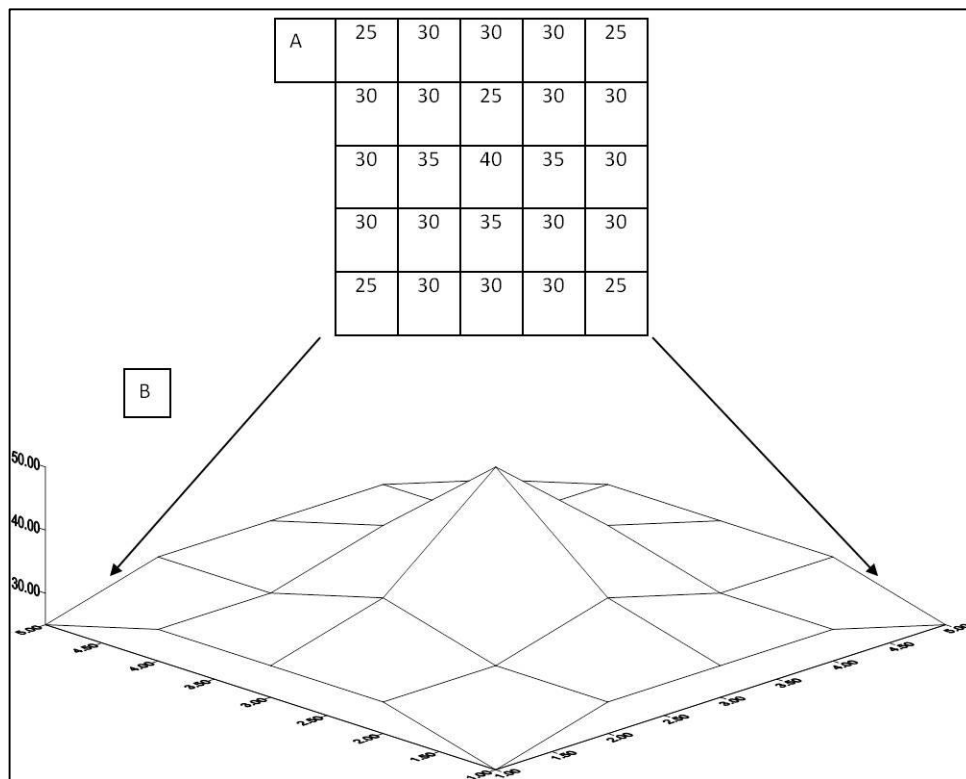


Figura 16: (A) representação matricial em um plano cartesiano x/y ; e (B) representação tridimensional do plano cartesiano acrescido da informação altimétrica z para geração de uma superfície digital em três dimensões. Fonte: Guimarães, 2000.

Para a geração do MDT, obtido a partir das curvas de nível, foi utilizado a ferramenta *Topo to raster* (Figura 17) do módulo *ArcMap* do software *ArcGIS 10.3*. Essa ferramenta tem sido considerada a mais adequada para a geração do MDT em trabalhos utilizando o SHALSTAB, como por exemplo, em Guimarães (2000), que analisou a resposta de diferentes softwares para geração do MDT e área de contribuição, indicando uma melhor eficiência desta ferramenta na plataforma do *ArcGIS*.

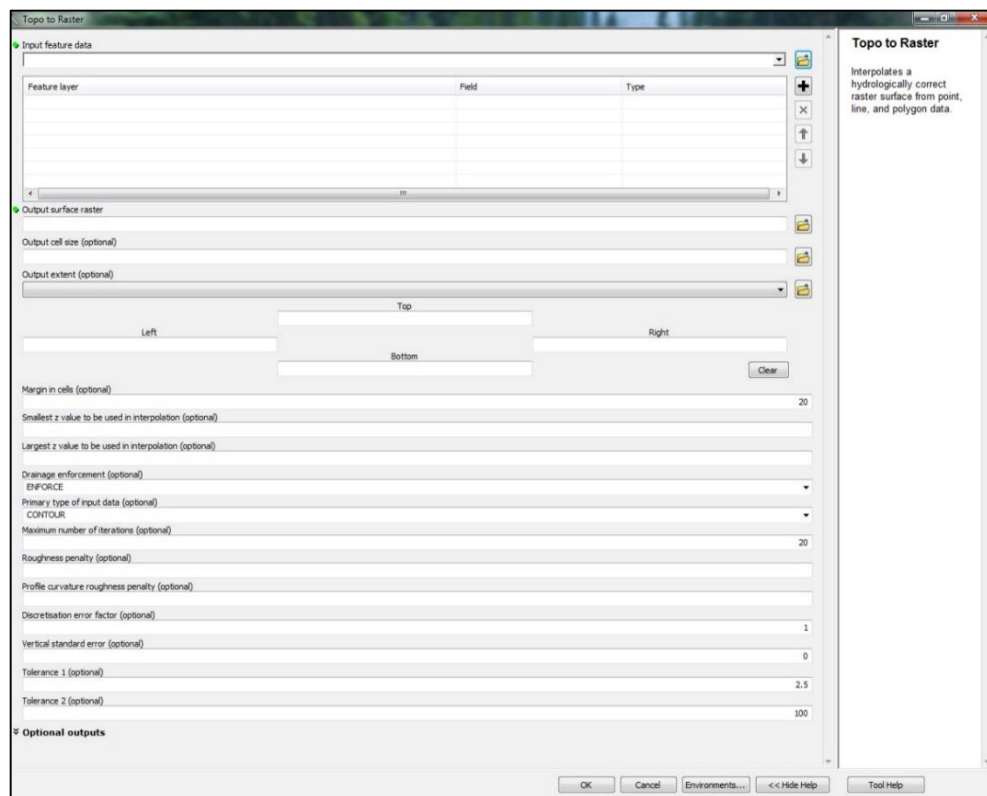


Figura 17: Ferramenta *Topo to raster* (adaptado de ESRI, 2015).

Ressalta-se que, mesmo que esta ferramenta permita a manipulação de *sinks*, definidos como feições naturais referentes a depressões reais no relevo ou feições criadas no processo de interpolação para a geração de uma superfície digital (BURROUGH *et al.*, 2015), não foi aplicada nenhuma operação de preenchimento/remoção destas feições pois, sua identificação e preenchimento, foi realizado durante a aplicação do SHALSTAB.

No que tange a dimensão das células do *grid*, foi adotado um valor de 1 metro, que corresponde a maior distância entre as curvas de nível intermediárias, apoiado no trabalho de Hengl (2006) sobre a relação entre a quantidade mínima de elementos amostrados e a dimensão do *grid*.

Outrossim, foram considerados os resultados dos trabalhos de Gomes *et al.* (2004, 2005), em que os autores destacam que o parâmetro “área de contribuição” é muito sensível à variação de escala do produto cartográfico original. Os autores compararam produtos em escala 1:10.000 e 1:50.000, com resolução de 2 m na escala 1:10.000, e de 10 m na escala 1:50.000.

Para a geração do MDT, a partir dos dados LiDAR (MDT-LiDAR), foi necessário, inicialmente, aplicar uma ferramenta de filtragem da “nuvem de pontos” (originalmente em extensão *.las*), permitindo uma seleção de dados referente apenas as informações do terreno. Para isto, foi utilizado o conjunto de ferramentas *LAS Dataset*, disponível no *software ArcGIS 10.3*. Essa ferramenta executa a filtragem da “nuvem de pontos” baseada na identidade de cada ponto conforme uma classificação definida por ASPRS (2014). Dessa forma, a ferramenta permite selecionar apenas os pontos correspondentes ao terreno (*ground*), separando-os daqueles que identificam o dossel florestal ou outros objetos sobre a superfície.

A definição da identidade do ponto pode ser dada por uma classificação do retorno do sinal *laser* emitido pelo equipamento e refletido pelo objeto; em outras palavras, ao emitir um sinal o equipamento captura sua resposta, e o qualifica entre o primeiro retorno, que se dá ao atingir uma superfície qualquer (exemplo: dossel florestal); na sequência captura os sinais de retornos intermediários, e por fim, o último retorno, referente ao terreno. Discussões mais aprofundadas sobre o tema, inclusive a proposição de algoritmos de filtragem, podem ser encontrados em HAUGERUD; HARDING, (2001), PACHECO *et al.* (2011), BECKER; CENTENO (2013), entre outros.

Outra etapa crucial é o processo de interpolação da “nuvem de pontos” obtido pelo sistema LiDAR para um arquivo de grade regular *raster*. A escolha de um interpolador para esta operação tem sido tratada na literatura em diferentes trabalhos (BARBER; SHORTRIDGE, 2005; BOTELHO *et al.*, 2005; LIU, 2008; BATER; COOPS, 2009; HOPKINSON *et al.*, 2009; GUO *et al.*, 2010; PACHECO *et al.* 2011; GOULDEN *et al.*, 2014), que destacam resultados positivos ou negativos dependendo dos tipos

de testes realizados para validar o produto *raster* e a qualidade do *grid*, obtida para o teste específico e definida pela sua dimensão espacial e resolução.

A discussão sobre os métodos aparece em diferentes pesquisas que adotaram variados tipos de análise, assumindo, por vezes, um caráter empírico, e não havendo um claro consenso para a definição de um único método, devido à variedade de dados, de padrões do terreno e do propósito do estudo (LIU, 2008).

Dentre os métodos de interpolação mais citados nos trabalhos consultados têm-se o *Natural Neighbor* (NN), o *Inverse Distance Weighted* (IDW), o *Triangulated Irregular Network* (TIN), o *Spline*, *Ordinary Kriking* (OK) e o *Universal Kriking* (UK). Cada um destes interpoladores é bastante conhecido na literatura e um aprofundamento sobre suas estruturas matemáticas e aplicabilidades podem ser encontradas em Longley *et al.* (2005), Burrough *et al.* (2015), entre outros.

Como exemplo, Guo *et al.* (2010) compararam seis diferentes interpoladores (IDW, Spline, NN, TIN, OK e UK) e suas eficiências para diferentes dimensões de *grid*, com uma variação de 0,5, 1, 5 e 10 metros. Os autores verificaram que o IDW foi o mais eficiente, enquanto o UK teve o pior desempenho para o *grid* de 0,5 metro. Já, quando utilizando um *grid* de 10 metros, o IDW teve o pior desempenho, sendo que a melhor eficiência se deu no *Spline*.

Goulden *et al.* (2014) investigaram a influência de diferentes dimensões de *grid* do MDT-LiDAR gerados por diferentes interpoladores. Os testes foram aplicados na delimitação automática de redes de drenagem em três bacias hidrográficas. Dentre os resultados, os autores apontaram que a escolha do método de interpolação e da resolução do *grid* afetaram a representação da escala topográfica consequentemente das operações de análise.

Cabe também destacar o experimento realizado no Brasil por Botelho *et al.* (2005) para calcular o volume de uma edificação por meio da comparação entre os interpoladores IDW e NN, concluindo que esse último apresentou o melhor resultado.

Com base no exposto optou-se por utilizar o método de interpolação *Natural Neighbor* (NN), baseado no estudo realizado por Bater; Coops (2009). Esses autores avaliaram 48 MDT's gerados a partir de sete interpoladores para *grids* de distintas dimensões, variando entre 0,5, 1,0 e 1,5 metros e consideraram que o interpolador NN foi o mais eficiente por apresentar o menor erro médio entre os interpoladores

Para realizar a operação de interpolação foi utilizada a ferramenta *Las Dataset to Raster* disponível no software *ArcGIS 10.3* (Figura 18), a qual permite a conversão direta de pontos LiDAR (em extensão *.las*) para um *raster*. Para sua aplicação é necessária a definição de diferentes parâmetros, além do método de interpolação. O primeiro parâmetro consiste na definição do tipo de valor do campo (Value Field) adotado, que pode variar entre o valor de elevação dos pontos (*elevation*), a intensidade do sinal (*intensity*) ou, com base em uma classificação RGB (*Red, Green, Blue*).

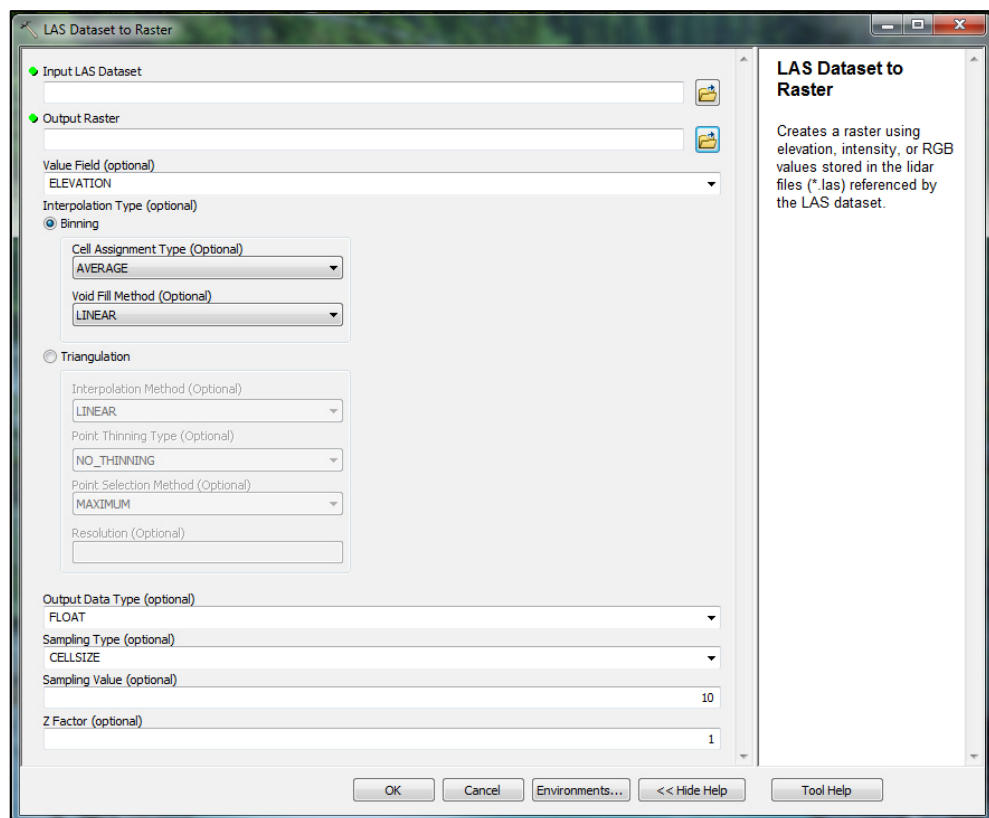


Figura 18: Ferramenta *LAS Dataset to Raster* (adaptado de ESRI, 2015).

A etapa seguinte consiste em definir o procedimento de interpolação entre *binning* e *Triangulation*. O *binning* define o valor da célula usando os pontos que ocorrem no interior da própria célula, com exceção das células que não contém pontos. Neste caso, permite a definição de mais dois parâmetros, um que define o valor a ser adotado para cada célula que contém um ou mais pontos (*Cell Assignment Type*) e o segundo (*Void Fill Method*), que permite determinar os valores nas células que não contem pontos no seu interior (ESRI, 2015).

Ao selecionar o *Cell Assignment Type*, faz-se necessário definir qual o valor do ponto LiDAR, no interior da célula, será considerado, variando em cinco tipos de definição, a saber: a) *Average*, que considera um valor médio de todos os pontos no interior de uma mesma célula para definir o valor da célula; b) *Minimum*, que define para toda a célula o menor valor encontrado nos pontos no interior da mesma célula; c) *Maximum*, que define para toda a célula o maior valor encontrado no interior da mesma célula; d) IDW; que usa a interpolação *Inverse Distance Weighted* para definir o valor de cada célula; e, por fim e) *Nearest* que usa o método do *Nearest Neighbor* para determinar o valor da célula (ESRI, 2015)

Os métodos *Minimum* e *Maximum* não foram avaliados neste trabalho pois, entende-se, que são mais adequados na ausência de uma filtragem prévia da “nuvem de pontos” LiDAR, sendo indicados para definir apenas os pontos com menor valor altimétrico, o que poderia indicar apenas o terreno ou com o maior valor altimétrico, o que indicaria as feições sobre o terreno (NOAA, 2014, ESRI, 2015).

Na sequência são definidas as operações para definir valores para as células que ocorrem com ausência de pontos, sendo considerados quatro operações: a) *None*, nenhum valor será adotado; b) *Simple*, define um valor baseado na média da célula imediatamente próxima; c) *Linear*, realiza uma triangulação por entre áreas vazias de pontos e usa triangulação linear para determinar o valor da célula; e d) *Natural Neighbor*, que usa o método de interpolação homônimo para definir o valor da célula (ESRI, 2015).

No segundo método de interpolação, o *Triangulation*, os valores das células são definidos com base no *Triangulated Irregular Network* (TIN), associando dois métodos, a saber: a) *Linear*, que usa o interpolador linear para determinar o valor da célula e; b) *Natural Neighbor* que usa o interpolador homônimo (vizinho natural) para determinar o valor da célula. Esta opção permite, ainda, desconsiderar pontos

externos a célula para agilizar o processamento por meio da ferramenta *Window Size Selection Methods*; contudo, não foi aplicada na presente pesquisa.

Cabe destacar que as ferramentas de interpolação também podem ser utilizadas em outros *softwares*, como, por exemplo o *Surfer*, o *Microstation*, o *Global Mapper* e outros, muito embora não tenham sido avaliados neste trabalho.

Em resumo, para esta pesquisa, e sopesando a eficiência do interpolador *Natural Neighbor* (BATER; COOPS 2009), optou-se em não considerar os demais interpoladores disponíveis na ferramenta *Las Dataset to raster*, e assim, utilizar a combinação dos seguintes procedimentos: a) binning/average/*Natural Neighbor*; b) binning/IDW/*Natural Neighbor*; c) binning/nearest/*Natural Neighbor*; e d) *Triangulation/Natural Neighbor*, o que permitiu a geração de quatro MDT's com resolução do *grid* de 1 metro. Esta definição da dimensão do *grid* deveu-se no intuito de realizar a comparação com o MDT gerado pelas curvas-de-nível, também com *grid* de 1 metro.

5.3 PROPRIEDADES FÍSICAS DO SOLO

O conhecimento da variação das propriedades físicas do solo se mostra fundamental para o entendimento dos processos que desencadeiam movimentos gravitacionais de massa. Dentre as diferentes propriedades, a profundidade (z), o ângulo de atrito (ϕ), a coesão (c') e massa específica (g/cm^3) são os parâmetros essenciais para aplicação do SHALSTAB e o entendimento da espacialização das classes de instabilidade.

No que tange o levantamento destes valores na Serra do Mar paranaense, destaca-se o trabalho realizado por Kozciak (2005) na Bacia Hidrográfica do Rio Marumbi (município de Morretes), com uma extensão de 102,8 km². Tais parâmetros (Tabela 2) foram utilizados pela autora para definição da estabilidade das vertentes na bacia utilizando o Fator de Segurança.

Tabela 2: Propriedades Físicas do Solo na Bacia Hidrográfica do Rio Marumbi (Serra do Mar/Paraná), de um conjunto de seis amostras.

	Profundidade estimada do Solo (m)	Profundidade da amostra (m)	Coesão (kPa)	Ângulo de Atrito	Massa específica dos grãos (g/cm ³)
Amostra 1	2	1	7,1	30,1	1,692
Amostra 2	1,5	1	13,5	21,7	1,716
Amostra 3	2	1	10,9	25,5	1,845
Amostra 4	1	1	17	23,5	1,729
Amostra 5	1	1	9,6	17	1,482
Amostra 6	1	1	14,8	23,2	1,638

Fonte: adaptado de Kozciak (2005).

Posteriormente, dados das propriedades físicas do solo também foram obtidos por Lopes (2013), junto a uma cicatriz de movimento de massa na BHBB (Tabela 3), deflagrada no evento de março de 2011. Conforme destacou o autor, as coletas foram realizadas em duas trincheiras internas e junto à borda de uma das cicatrizes. Desta forma, a presente pesquisa fez uso de parte deste conjunto de dados a fim de elaborar diferentes cenários utilizando o modelo SHALSTAB.

Diante dos valores expressos nas Tabelas 2 e 3, esta pesquisa fez uso de 3 conjuntos de dados para compor os cenários testados (Figura 19). Os valores adotados para compor os cenários (1 A/B, 2 A/B e 3 A/B) estão inseridos em uma variação entre profundidade (z) e coesão (c') encontrada por Lopes (2013). Assim, para cada grupo de cenário foram utilizados distintos valores de profundidade e coesão (em Pa), que são: Cenário 1) Profundidade de 1 metro e valores de coesão de 0 e 2.500 Pa; Cenário 2) Profundidade de 2 metros e valores de coesão de 5.000 e 8.000 Pa; Cenário 3) Profundidade de 3 metros e valores de coesão de 4.000 e 10.000 Pa. Desta forma, foram aplicados dois valores de coesão para cada valor de profundidade, permitindo o teste de seis cenários.

Tabela 3: Propriedades Físicas do Solo na Bacia Hidrográfica do Rio Bom Brinquedo (Antonina/PR).

Amostras Indeformadas	Profundidade (m)	Coesão (kPa)	Ângulo de Atrito (graus)	Massa específica dos grãos (g/cm³)
Trincheira 1	0,8	0	32,62	2,62
Trincheira 1	1,7	5,3	29,9	2,32
Trincheira 1	2,4	4,35	31,26	2,63
Trincheira 1	4,73	3	29,86	2,59
Trincheira 2	0,9	5,15	31,76	2,77
Trincheira 2	1,9	10,95	27,7	2,63
Trincheira 2	3,39	15,25	24,56	2,62
Trincheira 2	4,0	4,35	29,34	2,64
Trincheira 2	5,15	0	34,14	2,70

Fonte: Adaptado de Lopes (2013).

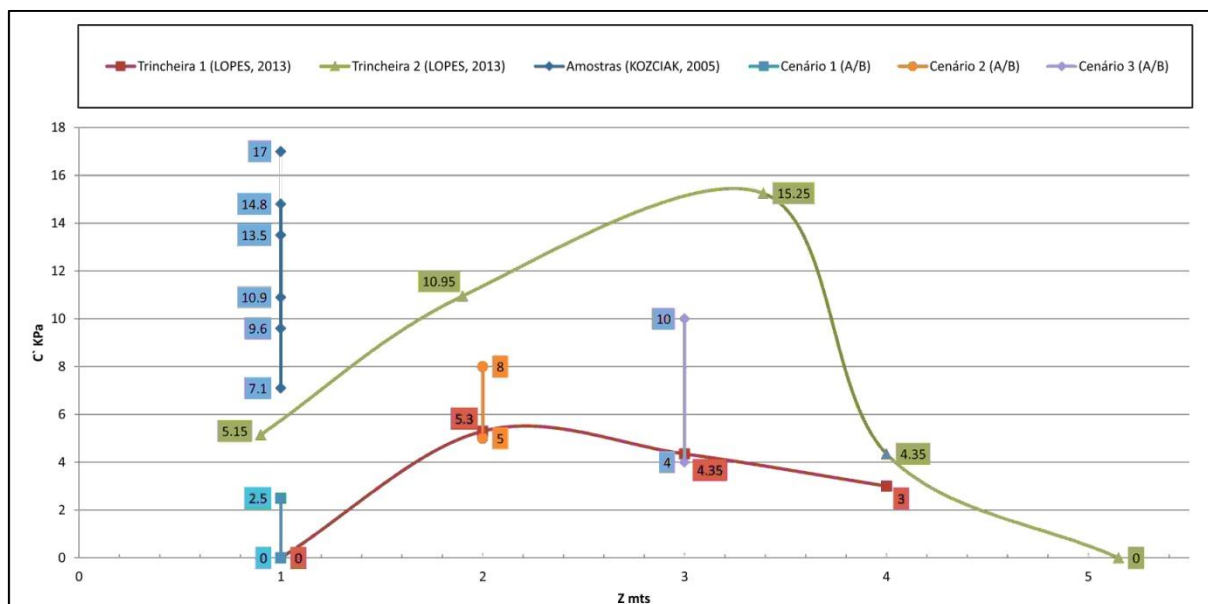


Figura 19: Variação da propriedade coesão em relação à profundidade do solo, a partir dos dados levantados *in situ* por Kozciak (2005) e Lopes (2013) e a indicação dos valores adotados nos cenários.

A não adoção de valores de profundidade inferiores a 3 metros, apoia-se no trabalho desenvolvido por Wolle; Carvalho (1989) realizado na Serra do Mar paulista, no qual, os autores apontaram uma profundidade potencial de ruptura, variando entre 0,5 metro até 1,4 metro, a partir dos escorregamentos ocorridos em 1985 no município de Cubatão/SP. Como também verificado por Listo; Vieira (2015), que identificaram a profundidade de uma superfície de ruptura na Serra do Mar Paulista entre 2,0 e 2,5 metros. Os autores realizaram a análise por meio do modelo matemático de base-física TRIGRS, na Bacia Hidrográfica do Santo Antônio (Caraguatatuba/SP), uma área intensamente afetada por diversos escorregamentos em 1967.

Para os demais parâmetros físicos do solo necessários no modelo (ângulo de atrito e peso específico do solo), fez-se uso de um valor médio encontrado por Lopes (2013), para todos os cenários, sendo que para o ângulo de atrito, adotou-se 31° e para o peso específico, $2,6 \text{ g/cm}^3$. Este critério foi adotado diante da variação dos valores destes parâmetros nas amostras obtidas por Lopes (2013), conforme expresso na Tabela 3.

5.4 MAPEAMENTO DE CICATRIZES

O mapa de cicatrizes é fundamental para validação dos resultados do SHALSTAB, pois permite que seja correlacionada uma área apontada pelo modelo como potencialmente instável, por exemplo, com uma área já afetada por um escorregamento. Igualmente possibilita verificar se há evidências de escorregamentos em setores não classificados como instáveis. Em última análise esta correlação auxilia identificar quais são os melhores cenários que resultaram na distribuição de classes do modelo. Para tanto foi elaborado um mapeamento das cicatrizes dos escorregamentos ocorridos em 2011, tendo como base o inventário produzido por MINEROPAR (2013) e o mapeamento elaborado por Martins *et al.* (2015), neste último fazendo uso de uma imagem multiespectral.

Dos dados elaborados por MINEROPAR (2013) fez-se uso das feições denominadas “escarpamentos” e “áreas de transito de movimentos de massa recente”, apresentadas em um mapeamento elaborado sobre uma base cartográfica

em escala 1:2.000 e apresentados em escala 1:5.000. É importante mencionar que este trabalho não discrimina a área de ruptura de uma área de depósito dos materiais transportados pelos escorregamentos, definindo, por conseguinte, toda a feição como uma cicatriz de escorregamento.

A partir do trabalho de Martins *et al.* (2015), que elaboraram um mapeamento das cicatrizes sobre imagem de satélite *RapidEye*, com resolução espacial de 5 m, fez-se uso dos limites superiores dos perímetros das feições delimitadas como cicatrizes. Neste trabalho a determinação das feições não incluiu áreas de trânsito de material e de alcance dos depósitos.

Cabe mencionar que no trabalho realizado por MINEROPAR (2013) as cicatrizes foram identificadas e mapeadas após visitas de campo, não havendo, contudo, a definição clara dos critérios adotados, sendo que o mapa produzido incorpora o setor superior de ruptura e a área de alcance dos detritos (transporte e deposição). Já MARTINS *et al.* (2015) utilizaram o método apoiado na identificação visual das cicatrizes após uma análise de correlação de bandas da imagem multiespectral, não sendo especificado também um critério rigoroso na delimitação das feições bem como métodos de validação, além de visitas de campo. Neste trabalho, é importante destacar que houve uma tentativa de evitar áreas de transporte e depósito.

Apoiados nestes referenciais e no intuito de evitar uma supervalorização ou subvalorização dos resultados do SHALSTAB, quando correlacionados com o mapa de cicatrizes, o conjunto destas feições foi sobreposto a uma ortofoto digital (Figura 20), com resolução espacial de 18 cm (FIDUCIAL/LACTEC, 2013) para a delimitação das cicatrizes. Por conseguinte, os critérios aqui adotados se basearam nos limites apresentados pela literatura e na desconsideração dos trechos inferiores, buscando manter apenas o terço superior das cicatrizes e com visibilidade na ortofotos de 2013, além verificações em campo.

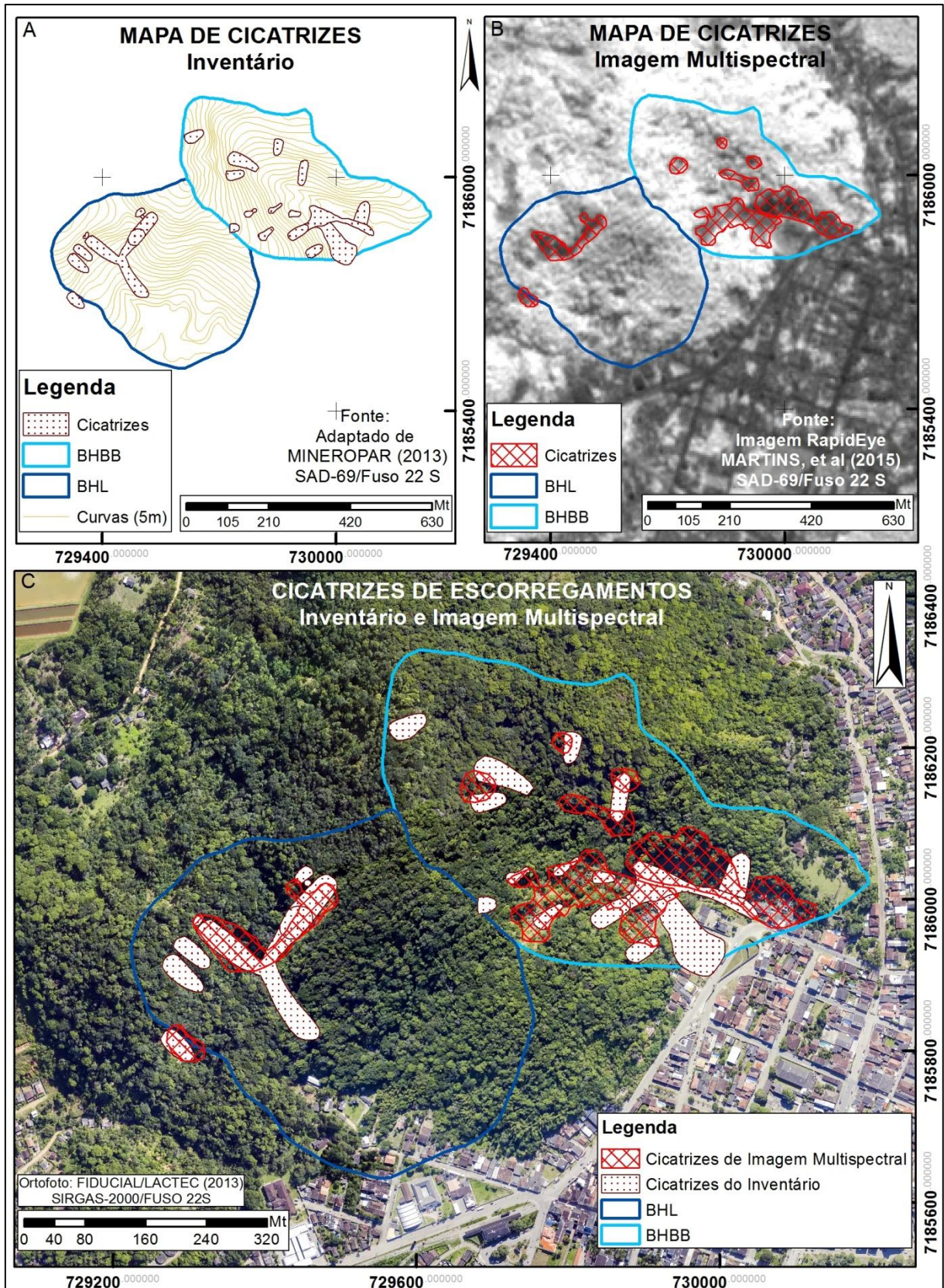


Figura 20: Dados utilizados para o mapeamento de cicatrizes: (A) Mapa de Cicatrizes do inventário elaborado por MINEROPAR (2013); (B) Mapa de cicatrizes elaborado por Martins *et al.* (2015), utilizando imagem multiespectral e (C) Correlação das cicatrizes de ambos produtos sobre uma ortofoto.

5.5 APLICAÇÃO DO MODELO SHALSTAB

Para realizar a aplicação do SHALSTAB, foi considerada a sua versão disponibilizada como rotina empregada em SIG, no *software* ArcView 3.3 (Figura 21), de acordo com Dietrich; Montgomery (1998).

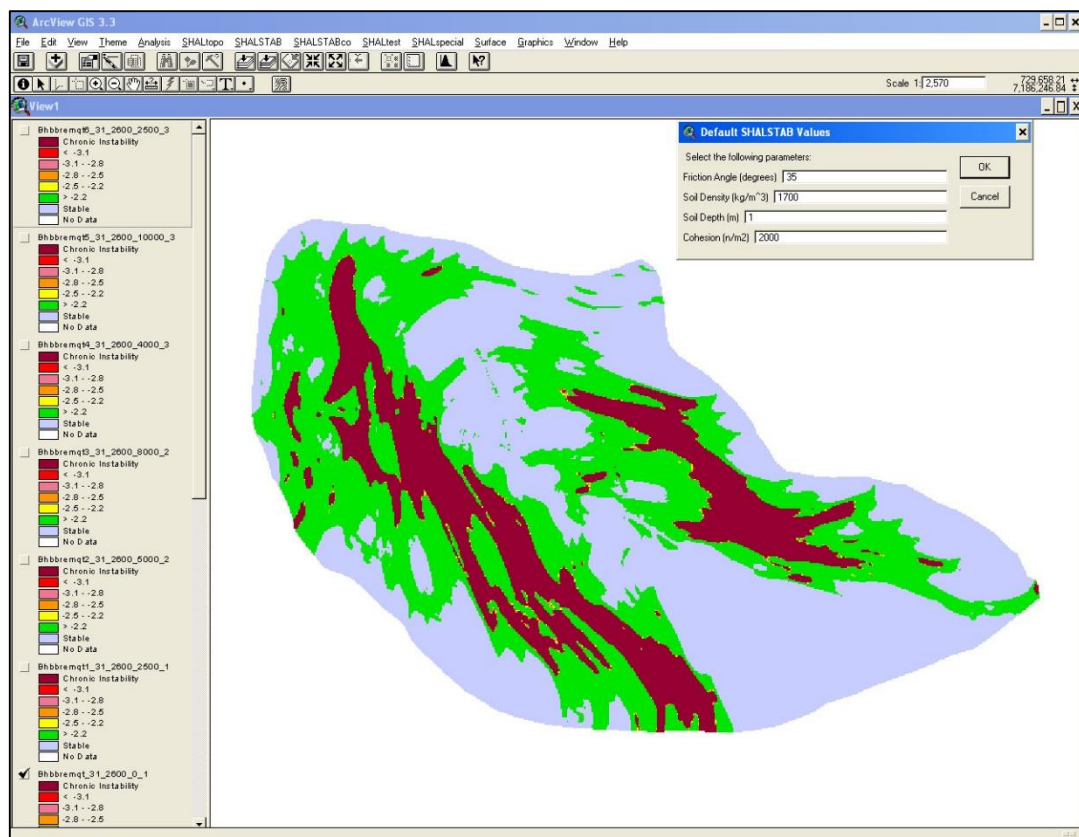


Figura 21: Exemplo de resultado expresso SHALSTAB quando aplicado como rotina em SIG, no *software* ArcView 3.3.

A aplicação do modelo contemplou duas etapas gerais, sendo que a primeira utilizou os dados topográficos para a geração do MDT e a segunda os dados do LiDAR. A primeira etapa permitiu a avaliação dos parâmetros físicos do solo que melhor representam a espacialização de áreas potencialmente instáveis na área, e a segunda permitiu avaliar a influência dos dados que geraram o MDT nos resultados do modelo.

Para análise dos dados do solo, como o ângulo de atrito, a coesão, a profundidade e a massa específica, foi utilizado um o conjunto de dados (Tabela 4) obtido *in situ* por Lopes (2013). Destaca-se, todavia, que para os parâmetros coesão e massa específica, foi adotado um valor médio daqueles apresentados por Lopes (2013), conforme explicado no item 5.3.

Tabela 4: Relação entre cenários e os dados aplicados no modelo SHALSTAB para as BHBB e BHL; no qual θ é o ângulo de atrito em graus; c' é o valor da coesão em Pa; Z é a profundidade do solo em metros; g/cm^3 é a massa específica do solo; Base é a escala dos dados cartográficos originais; e MDT define a dimensão do *grid*, para cada eixo (x,y), em metros.

	Cenários	θ	c'	Z	g/cm^3	Base	MDT
BHBB e BHL	CN1A	31	0	1	2,6	1:2.000	1
	CN1B	31	2.500	1	2,6	1:2.000	1
	CN2A	31	5.000	2	2,6	1:2.000	1
	CN2B	31	8.000	2	2,6	1:2.000	1
	CN3A	31	4.000	3	2,6	1:2.000	1
	CN3B	31	10.000	3	2,6	1:2.000	1

Desta forma, foi possível analisar, por meio dos índices apresentados no item 5.6, qual o conjunto de dados físicos do solo foram mais representativos na identificação de áreas potencialmente instáveis pelo modelo, tendo como base o MDT oriundo de curvas de nível.

A partir dessa análise, os dados físicos do solo, do melhor cenário avaliado, foram novamente considerados para verificar a resposta do modelo, mas considerando agora apenas a variação do parâmetro topográfico representado pelo MDT gerado a partir dos dados LiDAR (MDT-LiDAR). Nesta nova avaliação, quatro diferentes cenários foram gerados a partir de diferentes ferramentas de processamento de dados LiDAR para a geração do MDT (Tabela 5).

Tabela 5: Relação entre cenários e os dados aplicados no modelo SHALSTAB para as BHBB e BHL; no qual θ é o ângulo de atrito em graus; c' é o valor da coesão em Pa; Z é a profundidade do solo em metros; g/cm^3 é a massa específica do solo; base refere-se a origem dos dados cartográficos; MDT define a dimensão do *grid*, para cada eixo (x,y), em metros; Processamento refere-se ao software utilizado e Ferramenta refere-se ao procedimento de interpolação adotado para a conversão de dados LiDAR em *raster*.

	Cenários	θ	C'	Z	g/cm^3	Base	MDT (Grid)	Ferramenta
BHBB e BHL	<i>CnL1</i>	31	0	1	2,6	LiDAR	1	<i>Average/Natural Neighbor</i>
	<i>CnL2</i>	31	0	1	2,6	LiDAR	1	<i>IDW/Natural Neighbor</i>
	<i>CnL3</i>	31	0	1	2,6	LiDAR	1	<i>Nearest/Natural Neighbor</i>
	<i>CnL4</i>	31	0	1	2,6	LiDAR	1	<i>Triangulation/Natural Neighbor</i>

5.6 VALIDAÇÃO DOS MAPAS DE SUSCETIBILIDADE

O modelo SHALSTAB identifica áreas potenciais à ocorrência de escorregamentos rasos classificando-as entre Incondicionalmente Instável, passando por cinco classes intermediárias, até a classe Incondicionalmente Estável. Para validação e análise dos mapas de suscetibilidade gerados pelo modelo foi obtido, inicialmente, os percentuais de Frequência (F) de cada classe no interior das bacias. Em seguida, de posse de F, foram obtidos os valores referentes a dois índices, a saber:

- Concentração de Cicatrizes (CC): razão entre o número de células, de cada classe afetada pelas cicatrizes e o total de células afetadas na bacia;
- Potencial de Escorregamentos (PE): razão entre o número de células, de cada classe, afetadas pelas cicatrizes e o total de células dessa mesma classe.

Por conseguinte, a Concentração das Cicatrizes (CC) indica a distribuição do total dessas feições entre todas as classes de instabilidade; e o Potencial de Escorregamentos (PE) calcula a distribuição dessas cicatrizes para cada uma das classes de instabilidade, porém permitindo avaliar efetivamente a representatividade de cada classe no total da área da bacia.

A análise conjunta dos índices permite evitar uma supervalorização dos resultados, sobretudo quando amplas áreas da bacia são classificadas como Incondicionalmente Instáveis e abrangem todas as cicatrizes. Esses procedimentos se baseiam em Gao (1993) e também foram utilizados, satisfatoriamente, em diferentes trabalhos que aplicaram o SHALSTAB, como Montgomery *et al.* (1998), Guimarães *et al.* (2003), Vieira (2007), Vieira; Ramos (2015).

Para fins de realizar essas operações, que consistem na discretização das classes de suscetibilidade afetadas por cicatrizes, foi utilizada a ferramenta *Map Algebra*, do módulo *ArcMap* do programa *ArcGIS 10.3*.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo é apresentado, inicialmente, o mapa de cicatrizes de escorregamentos ocorridos nas BHBB e BHL, ambas localizadas no Morro do Bom Brinquedo. Em seguida são exibidos os cenários de suscetibilidade a escorregamentos identificados pelo SHALSTAB e avaliados por meio da correlação com o mapa de cicatrizes, utilizando os índices Concentração de Cicatrizes e Potencial de Escorregamentos.

Na sequência é apresentada a influência dos diferentes MDT's quando aplicados no modelo SHALSTAB e uma correlação destes resultados com o relevo das bacias. Todos os resultados obtidos são apoiados em discussões com base em trabalhos prévios de outros autores.

6.1 MAPEAMENTO DE CICATRIZES DE ESCORREGAMENTOS

A ocorrência de um evento de movimento de massa, em especial os escorregamentos, deixam evidências marcadas na paisagem que são definidas como cicatrizes. O mapeamento das cicatrizes pode ser realizado a partir de diferentes técnicas, dependendo dos objetivos da pesquisa, e os mesmos podem vir a integrar um inventário sobre o evento (GUZZETTI *et al.*, 2012).

O Mapa de Cicatrizes (Figura 22) foi utilizado para validar os resultados da aplicação do SHALSTAB. A análise foi realizada por meio da correlação de ocorrência de escorregamentos entre as das classes indicadas pelo modelo, com as áreas afetadas por escorregamentos (cicatrizes). O produto foi gerado com base nas informações da MINEROPAR (2013) e Martins *et al.* (2015), além de visitas de campo, conforme descrito no item 5.4.

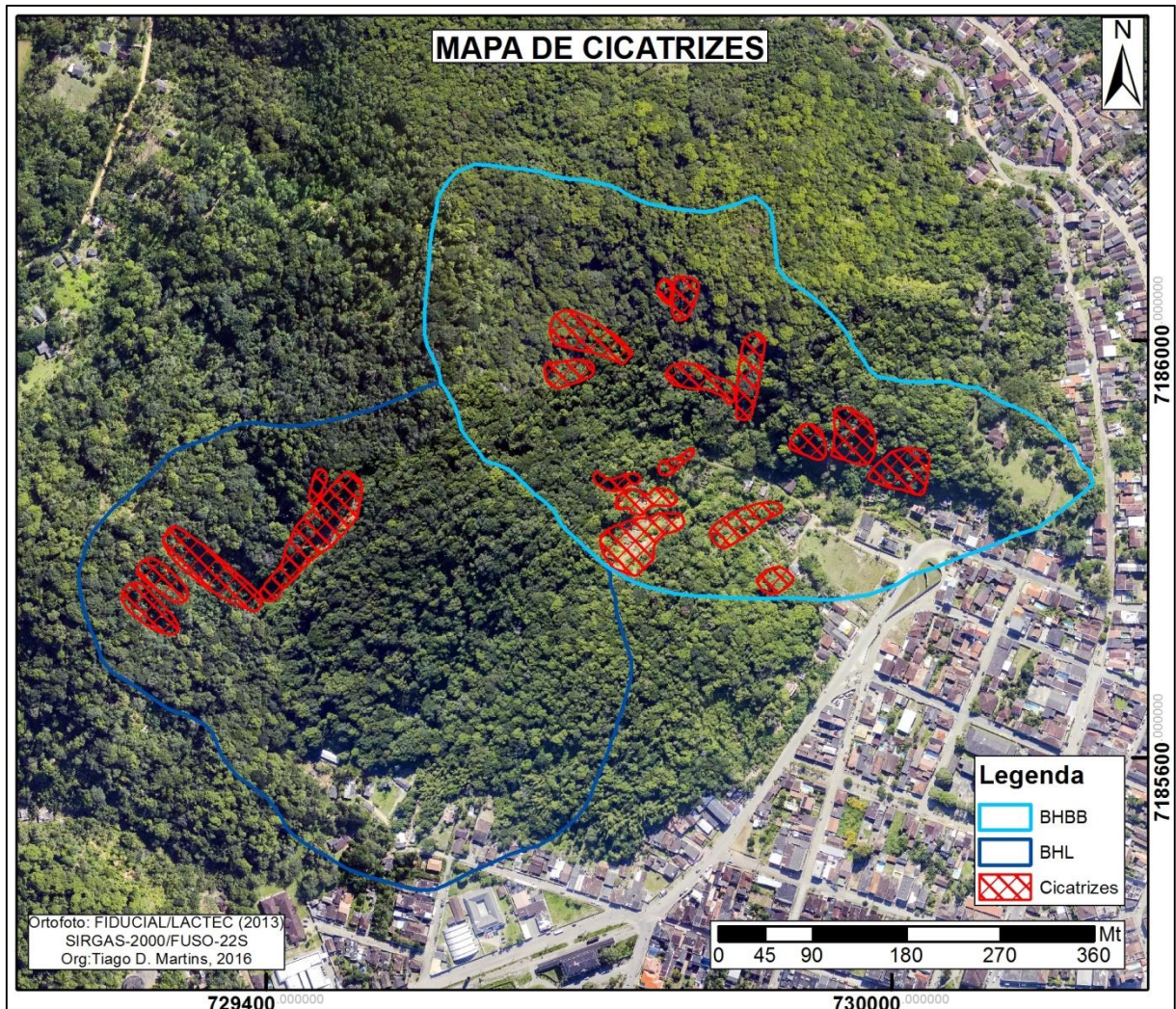


Figura 22: Mapa de Cicatrizes de escorregamentos para as BHBB e BHL.

A área das cicatrizes difere daquela indicada nos trabalhos consultados. Em ambas as bacias foram identificadas áreas afetadas pelo evento de março de 2011, totalizando 17.942,86m² para a BHBB e 9.831,18m² para a BHL, correspondendo a 10,92% e 5,72%, respectivamente, da área total de cada bacia. Estes valores são diferentes daqueles encontrados na literatura, que foram de 21.973,32m² (13,38%) e 13.941,48m² (8,11%) obtidos por MINEROPAR (2013) e 32.175,80m² (19,59%) e 9.488,31m² (5,52%) apresentados por Martins *et al.*, (2015), para a BHBB e BHL (Figura 23).

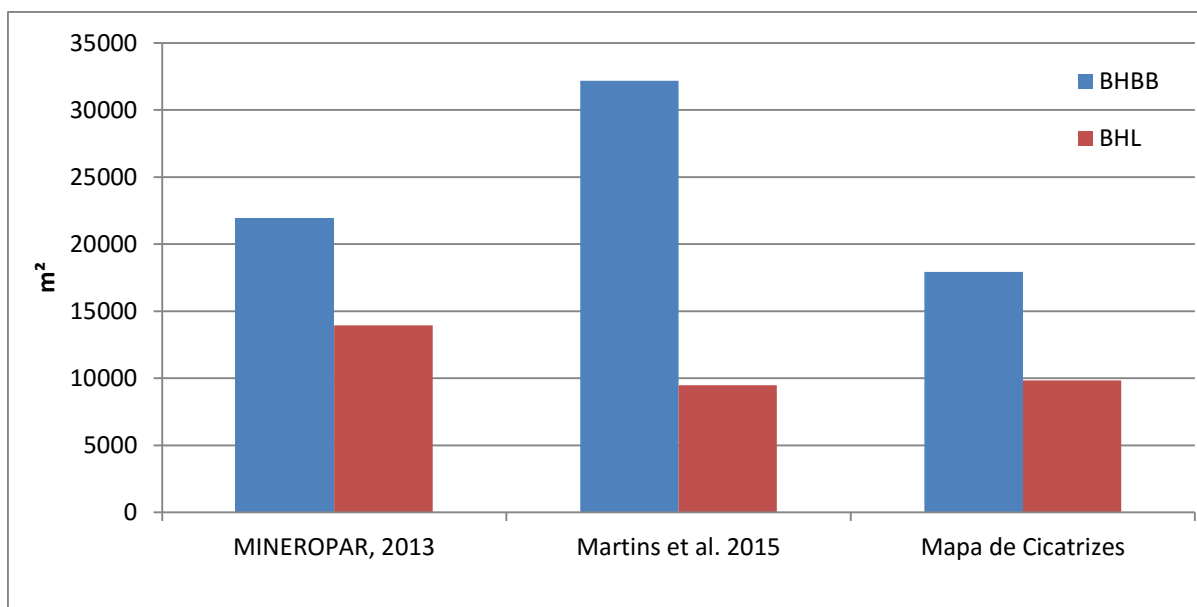


Figura 23: Relação da área das cicatrizes (BHBB e BHL) para os trabalhos analisados e o Mapa de Cicatrizes (obtido nesta pesquisa).

Para complementar, também foram obtidos valores referentes às classes de ângulo das vertentes e área de contribuição (Figura 23 C e D) para o perímetro das cicatrizes. Para a BHBB, 8,67% das cicatrizes ocorreram na classe com vertentes variando sua inclinação entre 0° e 10° , seguidos por 19,37%, na classe de 10° a 20° , 33,94% entre 20° e 30° , 30,81% de 30° a 40° e, finalmente, 7,21 na classe superior a 40° . Já para a BHL foram 1,42%, 15,89%, 45,44%, 35,59% e 1,65% respectivamente para cada classe (Figura 23 C e D).

Quanto à distribuição das cicatrizes, quando relacionadas às classes da área de contribuição definidas pelo SHALSTAB (dado em $\text{Log } 10(\text{m}^2)$), verificou-se que para a BHBB, 2,97% ocorreram na classe de 1-1,4, 13,59% na classe 1,4-1,7, 55,58% na classe 1,7-2,1 e 27,86% na classe superior a 2,1. Para a BHL, não houve ocorrência da classe entre 0-1,4, no perímetro das cicatrizes. Para as demais classes a distribuição foi de 4,12%, 48,96% e 46,92%, respectivamente (Figura 23 A e B).

Com base na figura 24, verifica-se que as maiores cicatrizes da BHL (24A) ocorreram junto a zonas com a maior classe na Área de Contribuição ($\text{Log } 10(\text{m}^2) > 2,1$), já para a BHBB (24C) é possível notar que a maior parte das cicatrizes não se deu sobre esta mesma zona, especialmente aquelas que ocorreram a Sudoeste da bacia. Quanto aos ângulos (24B e 24D), para a BHL, os trechos superiores coincidiram

com setores com ângulos superiores a 30°, e o mesmo se repete para a BHBB, porém registrando também estes valores na parte inferior das cicatrizes.

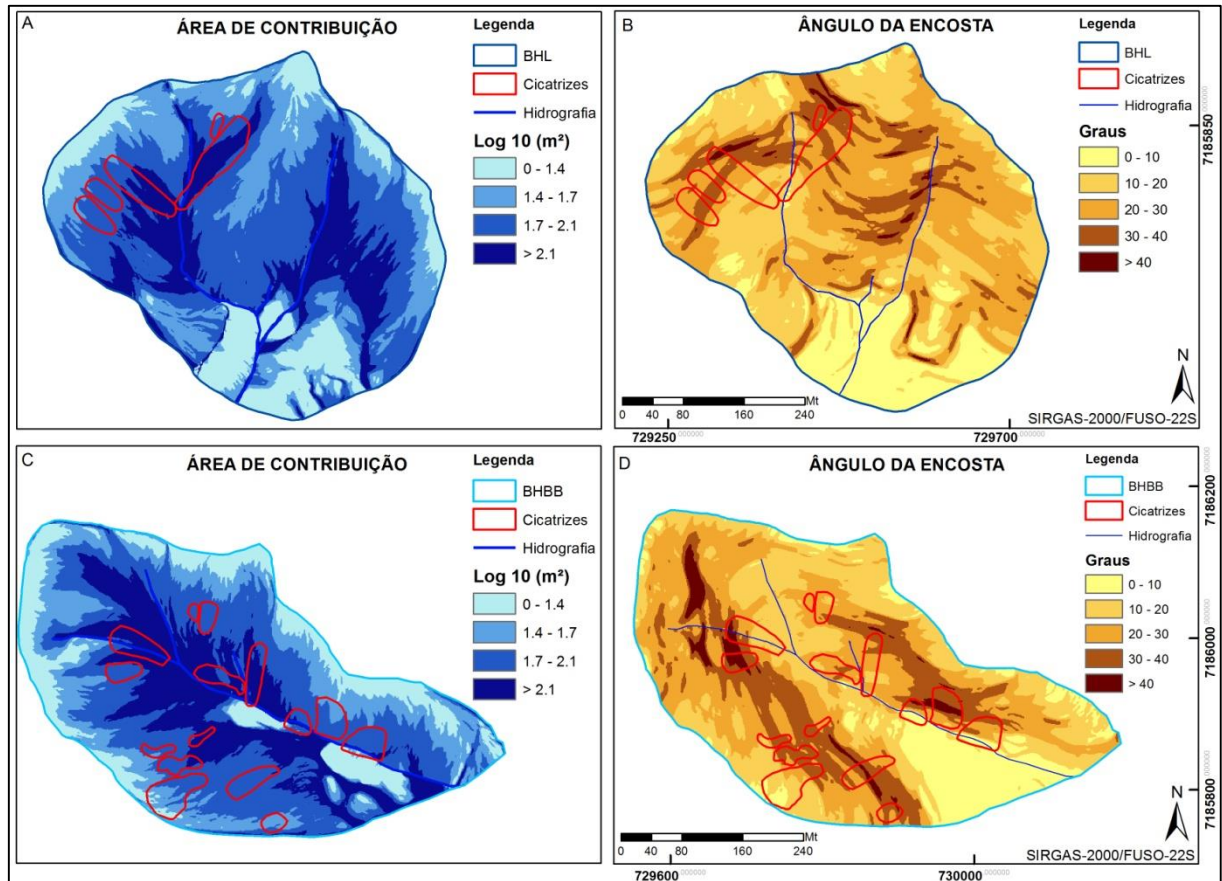


Figura 24: Disposição das cicatrizes para: A) Área de Contribuição da BHL; e B) Ângulo das Vertentes da BHL; C) Área de Contribuição da BHBB; e D) Ângulo das Vertentes da BHBB.

No trabalho apresentado por MINEROPAR (2013), elaborado a partir de visitas de campo, nota-se um destaque na representação das áreas de transporte e deposição do material mobilizado, sobretudo para as áreas planas da BHBB em seu setor Sul. De maneira geral, ainda de acordo com este autor, dos 115 deslizamentos identificados no perímetro urbano de Antonina, 62,5% ocorreram em “talwegues” e os demais 37,5% em “divisores de água”. O estudo trata também da distribuição geral dos escorregamentos em relação às classes do ângulo da vertente, sendo que 44,8% ocorreram na classe de 24° a 36°, 32,5% em entre 36° a 45°, 20,7% entre 16° a 24° e 2,0% entre 11° a 16°.

Em Martins *et al.*, 2015, ao elaborarem o mapa de cicatrizes utilizando um produto de sensoriamento remoto com resolução espacial de 5 metros, mostraram uma maior valorização da área afetada, sobretudo na porção Sudeste da BHBB. Além disso, esta análise permitiu uma definição mais clara dos trechos superiores das cicatrizes, especialmente no setor Oeste da BHBB. Cabe destacar que esse último trabalho não discutiu valores relacionados a classes de ângulo de vertentes e a área de contribuição.

Com base no exposto, verificou-se que o mapa de cicatrizes se destaca como importante ferramenta de validação na análise de eventos de movimento de massa, especialmente quando são utilizados modelos de previsão em bases físicas (MONTGOMERY; DIETRICH, 1994, GUIMARÃES *et al.*, 2003; RABACO, 2005; ZANDAN; FERNANDES, 2009; MICHEL *et al.*, 2014; VIEIRA; RAMOS, 2015, entre outros). Em outras palavras, é verificado se o mapa preditivo indica áreas instáveis por meio de uma correlação com o evento ocorrido (cicatrizes), sendo permitido assim, quantificar a eficiência do modelo aplicado.

Quando da proposição inicial de aplicação do SHALSTAB, Montgomery; Dietrich (1994) se apoiaram no mapa de cicatrizes, elaborado sobre ortofotos, para validar os resultados do modelo. O mesmo princípio de correlação cicatrizes/classes foi também aplicado no teste de eficiência do modelo realizado por Montgomery *et al.* (1998).

Dentre os trabalhos utilizando o SHALSTAB no Brasil, verifica-se que todos se apoiaram em um mapa de cicatrizes para analisar os resultados, seja para avaliação de sua sensibilidade em relação aos parâmetros utilizados (GUIMARÃES *et al.*, 2003; GOMES *et al.*, 2005), para a comparação com outros modelos (RABACO, 2005; VIEIRA, 2007; MICHEL *et al.*, 2014), ou ainda na sua aplicação para fins de zoneamento da suscetibilidade de ocorrência de escorregamentos (ZANDAN; FERNANDES, 2009; LISTO; VIEIRA, 2012).

A elaboração de mapas de cicatrizes e porventura, inventários correlatos, pode ser realizada a partir de diferentes procedimentos, acarretando em variados níveis de imprecisão. Ardizzone *et al.* (2002), ao realizaram uma comparação entre inventários produzidos por 3 grupos, para uma mesma área (Bacia Staffora/Montes Apeninos, Itália), identificaram divergências de até 80% entre os mapas. Assim, os

autores consideraram que as imprecisões são inerentes aos procedimentos metodológicos, pois os mesmos se apoiam em uma subjetividade interpretativa.

Como exemplo, no trabalho apresentado por Rabaco (2005), que avaliou as respostas de diferentes modelos, entre eles o SHALSTAB e o TRIGRS, a autora aponta supervalorização dos modelos de áreas instáveis. Contudo, também assinala que o mapa de cicatrizes adotado considerou também os depósitos ocorridos no sopé das vertentes, o que pode explicar a superestimação, pois foi ampliada a área dita como afetada, e, portanto, uma dimensão maior dessas áreas coincidiu com as classes de instabilidade dos modelos.

Cabe mencionar também o resultado apresentado por Zaidan; Fernandes (2009) que definiram uma correlação de 100% de cicatrizes com áreas indicadas como instáveis pelo SHALSTAB. Os autores destacam que a definição de cicatrizes foi comprometida devido à ocupação urbana das áreas afetadas, não havendo, todavia, uma clareza nos seus limites e dimensões.

Um percentual de acerto de 100% também foi encontrado em Michel *et al.* (2014) que compararam a eficiência dos modelos SHALSTAB e SINMAP. Os autores mapearam sete cicatrizes, para uma bacia hidrográfica de 16,35km² e identificaram que as classes Incondicionalmente Instável e $\text{Log } q/T < -3,1$, concentraram todas as áreas de cicatrizes.

Em última análise é possível verificar que o mapeamento de cicatrizes pode comprometer a validação dos modelos, quando ampliam ou reduzem as áreas afetadas, e por consequência melhorando ou não os índices de acerto dos modelos (VIEIRA; MARTINS, *submetido*). Mesmo assim, não está claro na literatura um procedimento comum para definir as dimensões das cicatrizes, como verificado nos trabalhos de MINEROPAR (2013) Martins *et al.*, (2015), que mapearam escorregamentos no município de Antonina, obtendo valores diferentes.

Tais diferenças podem acarretar em variados níveis de resultados, quando da aplicação de modelos. Assim, o mapeamento de cicatrizes aqui proposto buscou não supervalorizar a dimensão das áreas afetadas, no intuito de evitar uma validação incorreta de classes de instabilidade com áreas de cicatrizes, sobretudo, evitando definir como cicatriz as áreas afetadas pelo transporte de material.

6.2 CENÁRIOS DE SUSCETIBILIDADE A ESCORREGAMENTOS

A aplicação do SHALSTAB na BHBB (Figura 25) e na BHL (Figura 26) permitiu a elaboração de diferentes cenários, nos quais foram variados os parâmetros físicos do solo, considerando a mesma base cartográfica para a geração do MDT (curvas de nível). Esses cenários foram avaliados por meio da análise da Frequência de Classes (F), da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE). Com base nisto, foi possível identificar quais parâmetros de solo foram mais representativos na aplicação do modelo.

No total foram analisados seis cenários para cada uma das bacias, variando a profundidade do solo e a coesão e mantendo um valor igual de ângulo de atrito e peso específico. Como resultado de Frequência de Classes de instabilidade e Concentração de Cicatrizes, verificou-se, de forma geral, que três classes se destacaram. As classes mais estáveis (Incondicionalmente Estável e $\text{Log } q/T > -2,2$) concentraram a maior quantidade de células nas bacias; e na sequência aparece a classe Incondicionalmente Instável. Já as quatro classes intermediárias ($\text{Log } q/T > -2,5$ - $-2,2$, $\text{Log } q/T > -2,8$ - $-2,5$, $\text{Log } q/T > -3,1$ - $-2,8$ e $\text{Log } q/T < -3,1$) apresentaram valores reduzido.

Quanto ao PE para a BHBB, houve uma distribuição homogênea em todos os cenários, com valores próximos aos 20%, com exceção do CN3A, que registrou valores acima de 30%; e os cenários CN1B e CN2A, que apresentaram percentuais idênticos em todas as classes. Já para a BHL, a distribuição geral foi menos homogênea, com valores inferiores a 20%, exceto para os CN1B e CN2A, que tiveram os valores idênticos em todas as classes e superiores a 20% em algumas classes.

A seguir são apresentados detalhadamente os resultados de cada cenário, para cada uma das bacias, seguidos por um tópico de discussão desses resultados com demais trabalhos utilizando o modelo.

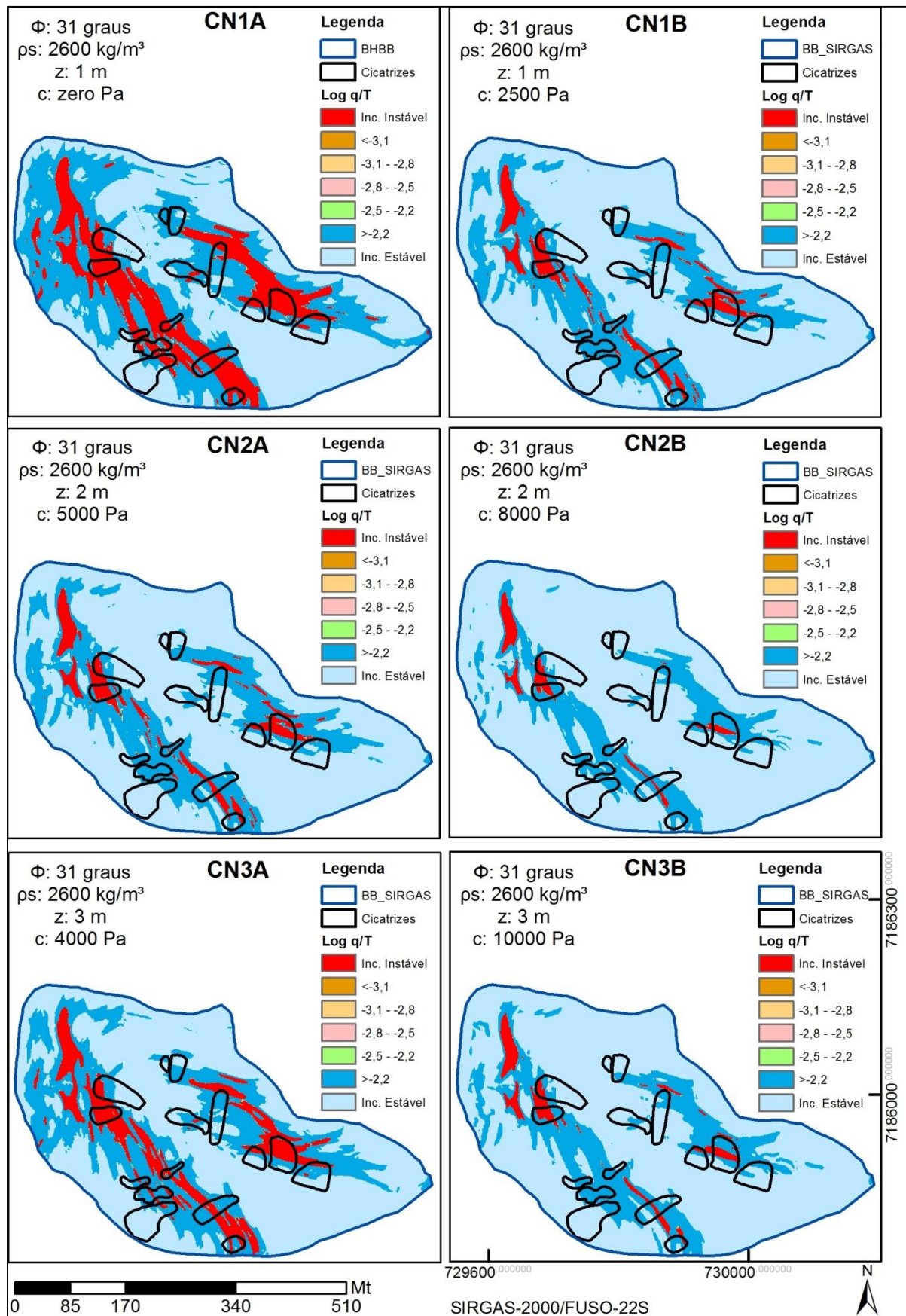


Figura 25: Cenários de Suscetibilidade a escorregamentos gerados pelo modelo SHALSTAB para a BHBB, utilizando valores distintos de coesão (c') e de espessura do solo (z).

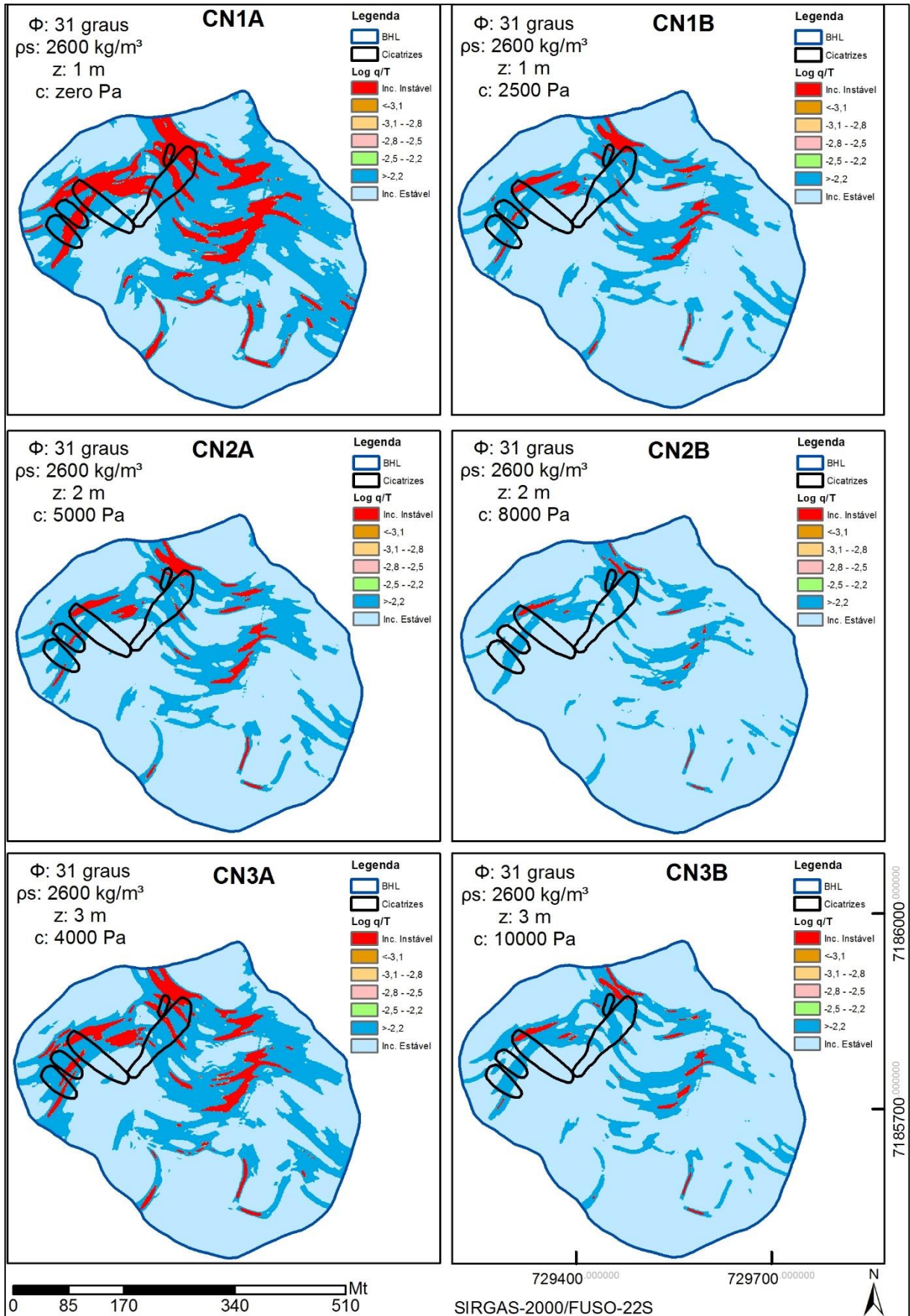


Figura 26: Cenários de Suscetibilidade a escorregamentos gerados pelo modelo SHALSTAB para a BHL, utilizando valores distintos de coesão (c') e de espessura do solo (z).

6.2.1 Cenários de Suscetibilidade: BHBB (MDT-Curvas)

A Frequência de Classes, considerando uma profundidade de 1 metro e coesão zero (CN1A), foi de 18,11% para a classe Incondicionalmente Instável e 81,28% para as duas classes mais estáveis (Incondicionalmente Estável e $\log q/T > -2,2$). Para as quatro demais classes os percentuais foram inferiores a 1%. No que se refere à CC, 33,08% das cicatrizes se concentraram na classe de maior instabilidade e 65,69% nas duas classes de maior estabilidade (Figura 27).

Já o PE em CN1A (Figura 28) apresentou uma variação entre 23,30% e 6,92%, com a classe Incondicionalmente Instável registrando 20,22%. É importante destacar aqui os elevados valores de PE nas classes intermediárias, mesmo apresentando valores inferiores a 1% em F e CC.

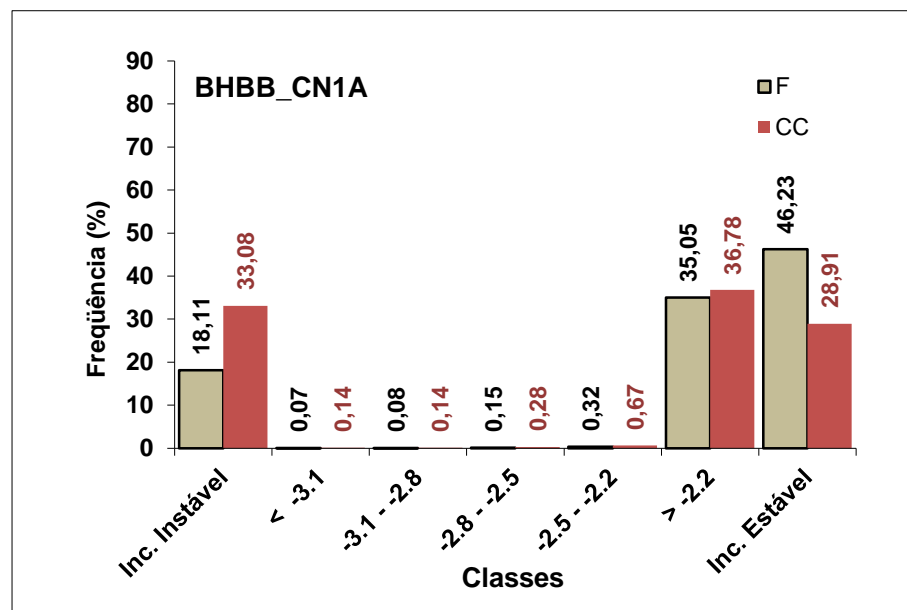


Figura 27: Distribuição de F e CC para o CN1A (z: 1m; c': zero).

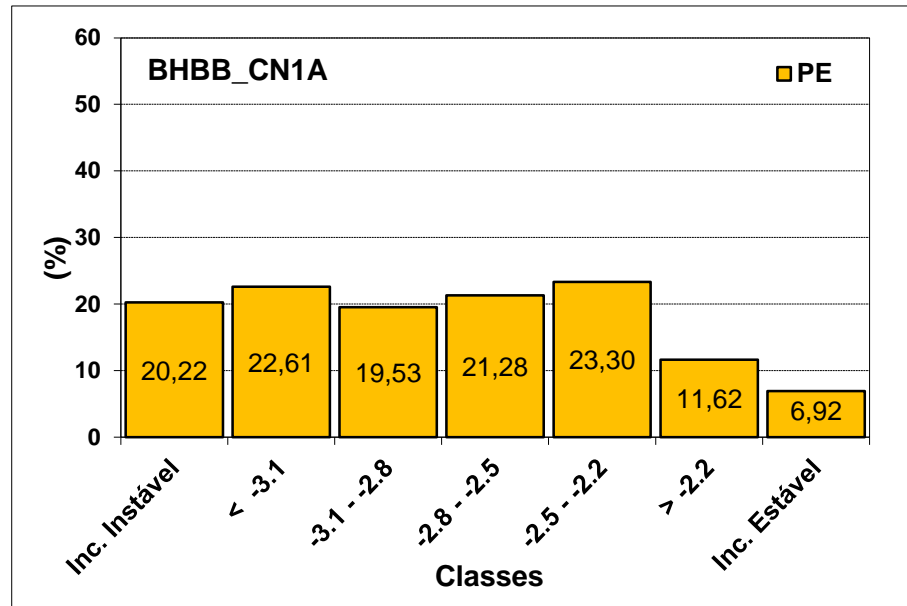


Figura 28: Distribuição do Potencial de Escorregamento (PE) para o CN1A (z: 1m; c': zero).

Considerando a mesma profundidade, mas com o aumento do valor de coesão para 2.500 Pa (CN1B), houve uma redução de F da classe mais instável de 18,11% para 5,54%, enquanto que as duas classes mais estáveis apresentaram um aumento para 94,15%. Para o CC, a classe mais instável abrangeu apenas 5,54% e as duas mais estáveis somaram 87,11%. Mais uma vez as demais quatro classes apresentaram valores inferiores a 1% (Figura 29). Quanto ao PE o CN1B apresentou valores de 24,73, na classe mais instável e 7,68% e 16,27% nas duas classes mais estáveis. As demais classes variaram entre 12,67 e 19,92% (Figura 30).

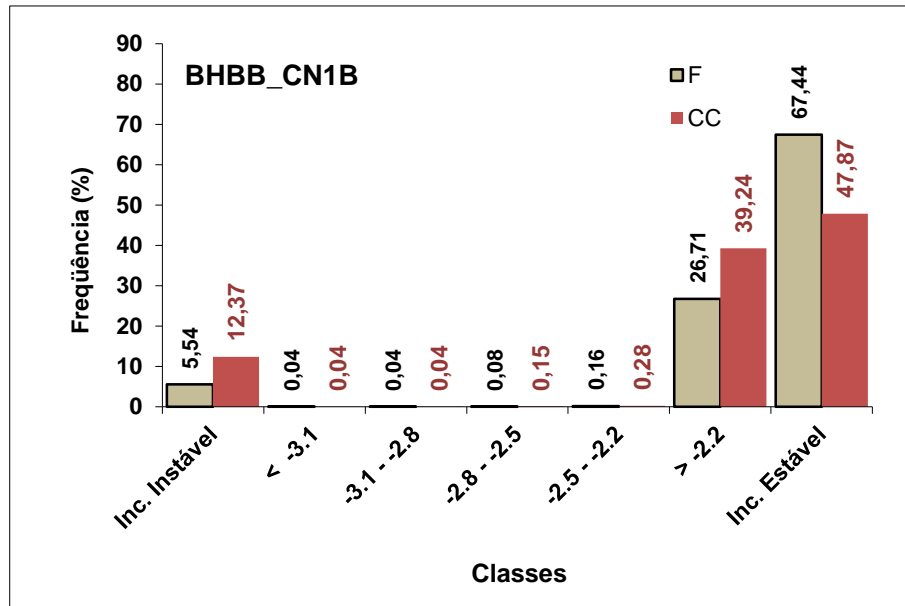


Figura 29: Distribuição de F e CC para o CN1B (z: 1m; c': 2.500 Pa).

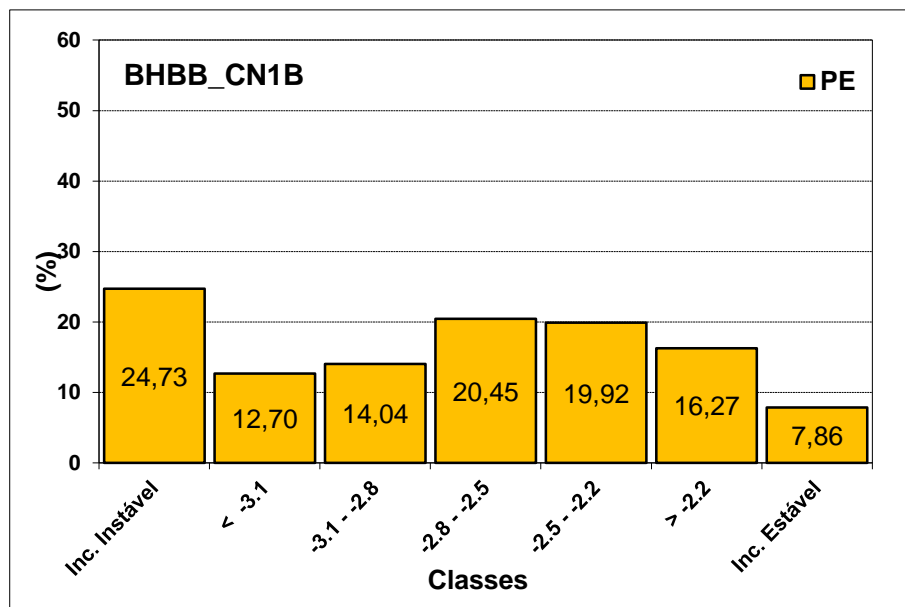


Figura 30: Distribuição do PE para o CN1B (z: 1m; c': 2.500 Pa).

No CN2A, que adotou para profundidade um valor de 2 metros e coesão de 5.000 Pa, os valores de F e CC foram idênticos aqueles do CN1B (Figura 31). O mesmo se repete para o Potencial de Escorregamento, que foi idêntico ao do CN1B (Figura 32).

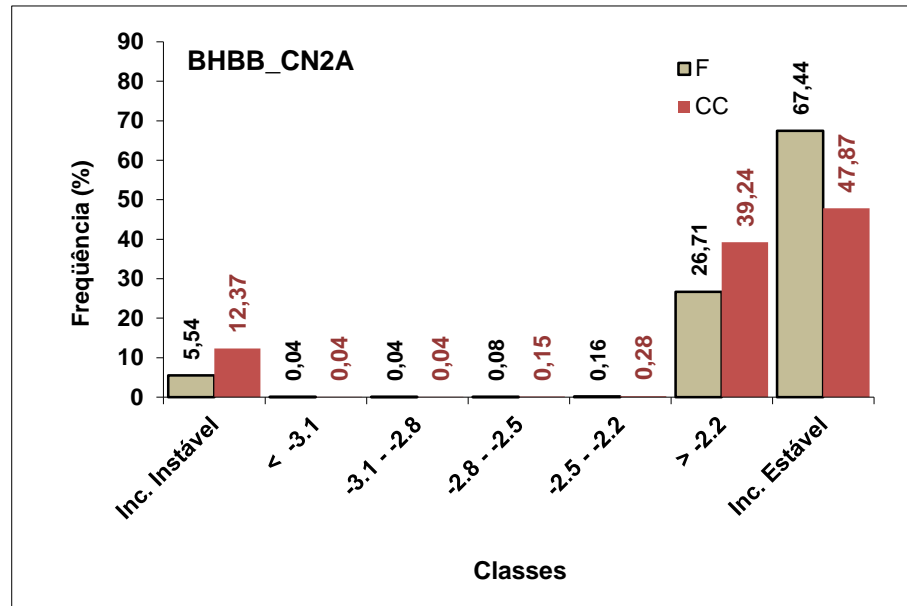


Figura 31: Distribuição de F e CC para o CN2A (z: 2m; c': 5.000 Pa).

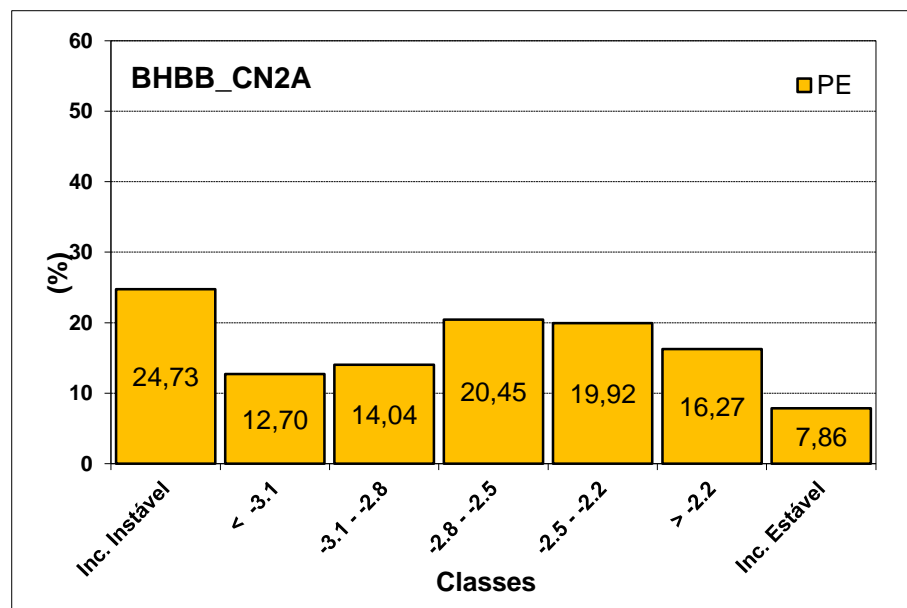


Figura 32: Distribuição do PE para o CN2A (z: 2m; c': 5.000 Pa).

Conforme a Figura 33, com o aumento de coesão para 8.000 Pa (CN2B), a classe mais instável teve uma Frequência de 2,17%, concentrando 5,20% das cicatrizes (CC), enquanto as classes mais estáveis tiveram uma Frequência de 97,56% e concentraram 94,52% das cicatrizes. As demais classes tiveram uma Frequência entre 0,01% e 0,04% e concentraram entre 0,28% e 0,04% das cicatrizes. Não obstante, o PE (Figura 34) apresentou a maior variação para as quatro classes

intermediárias, com valores entre 57,14% até 31,67%. A classe mais instável apresentou um PE de 26,51% e as duas classes mais estáveis valores inferiores a 20%.

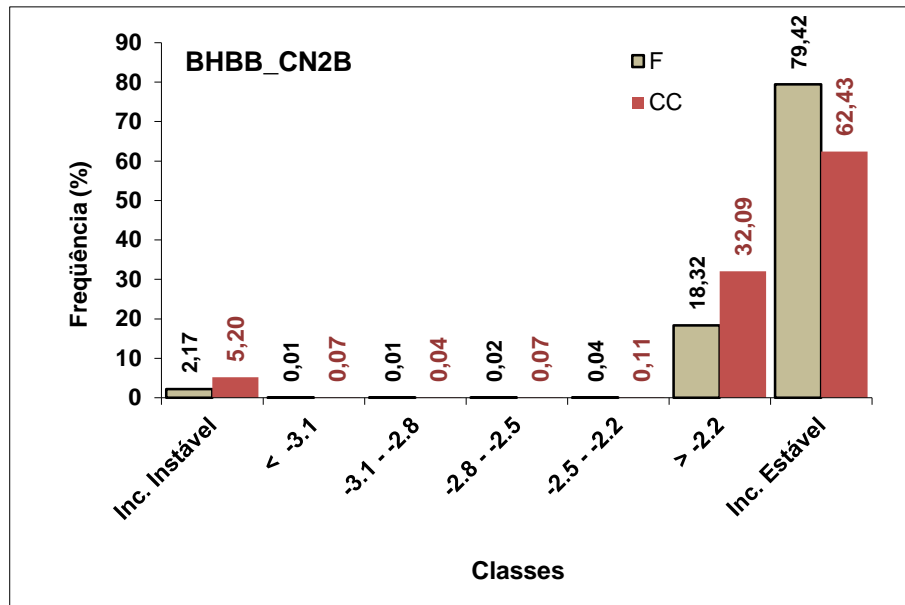


Figura 33: Distribuição de F e CC para o CN2B (z: 2m; c': 8.000 Pa).

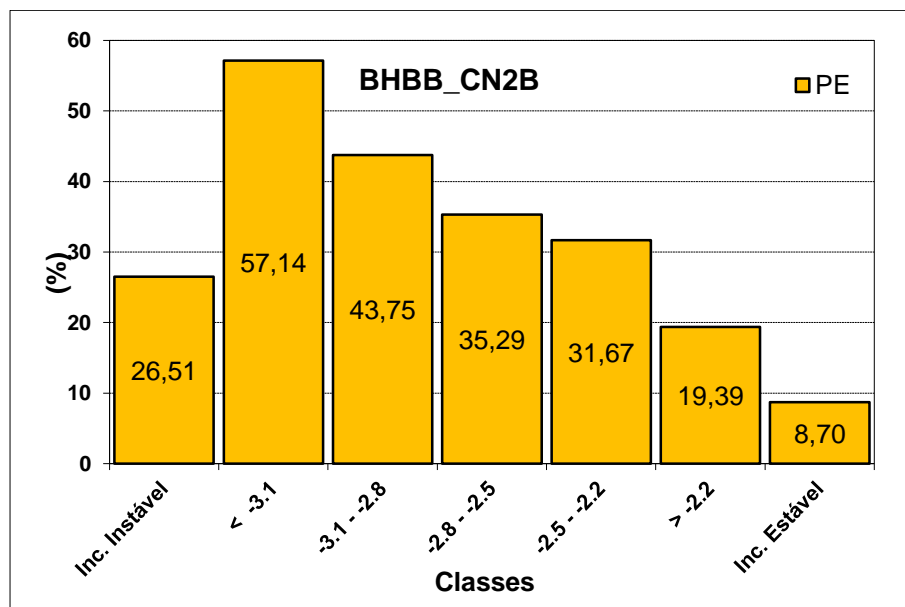


Figura 34: Distribuição do PE para o CN2B (z: 2m; c': 8.000 Pa).

No cenário seguinte (CN3A) (Figura 35), profundidade de 3 metros e coesão de 4.000 Pa, houve um aumento da Frequência da classe Incondicionalmente Instável, para 10,98%, e redução das demais classes mais estáveis: 30,30% (Log $q/T > -2,2$) e 58,25% (Incondicionalmente Estável). Para CC, 20,54% das cicatrizes se concentraram na classe mais instável e 78,71% nas duas classes mais estáveis. As demais classes, tanto para F, quanto para CC, apresentaram valores entre 0,23% e 0,06% e 0,35% e 0,12%, respectivamente.

O PE (Figura 36) apresentou valores similares em todas as classes, com 20,71% na Incondicionalmente Instável, passando por 21,78% a 16,58%, nas quatro classes intermediárias e, finalmente, 14,87% e 7,23% nas duas classes mais estáveis.

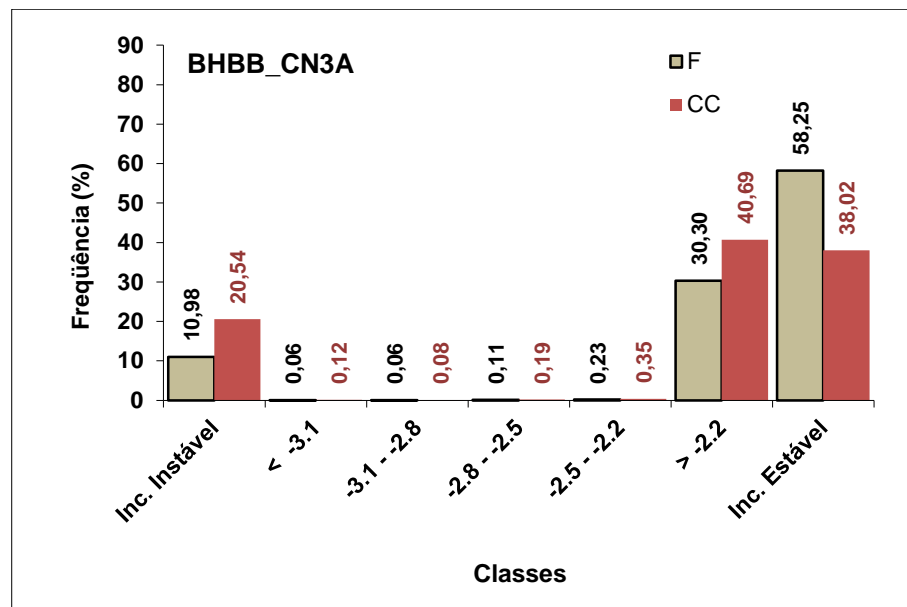


Figura 35: Distribuição de F e CC para o CN3A (z: 3m; c': 4.000 Pa).

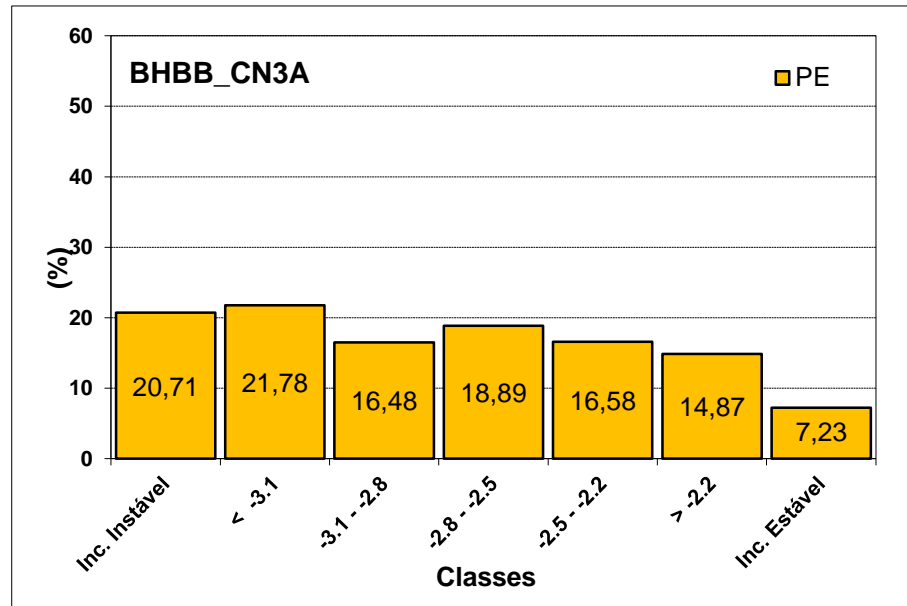


Figura 36: Distribuição do PE para o CN3A (z: 3m; c' : 4.000 Pa).

No último cenário, o CN3B (Figura 37), com profundidade de 3 metros e coesão de 10.000 Pa, verificou-se uma Frequência de 3,24% da classe Incondicionalmente Instável e, as duas mais estáveis somaram 96,63%. Enquanto que para o CC, os valores foram de 7,97% e 91,78%, respectivamente. Novamente as demais classes apresentaram uma Frequência e uma Concentração de Cicatrizes inferiores a 1%. O PE (Figura 38) apresentou um valor de 27,20% para a classe mais instável e 18,03% e 8,28% nas duas classes mais estáveis. As demais registraram valores entre >18% até 25%.

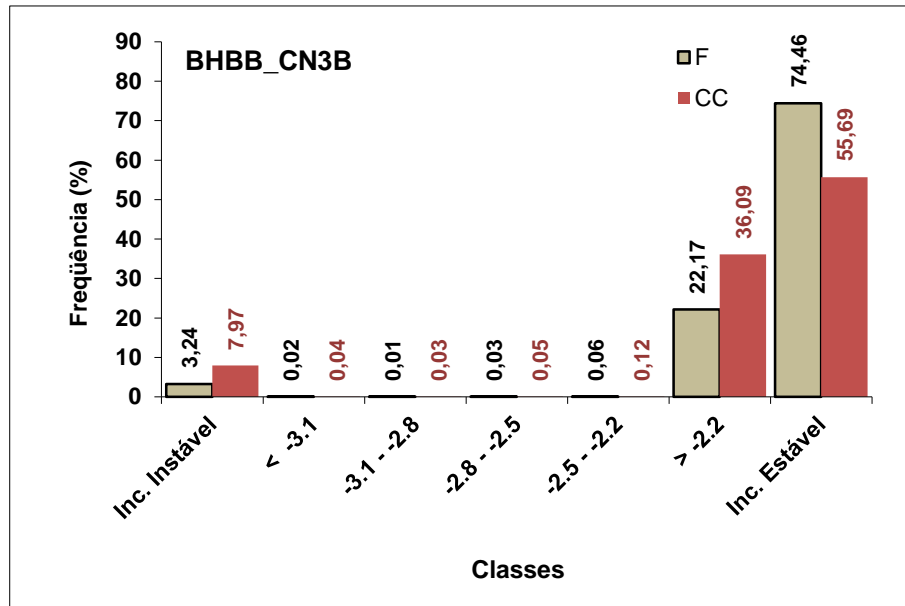


Figura 37: Distribuição de F e CC para o CN3B (z: 3m; c': 10.000 Pa).

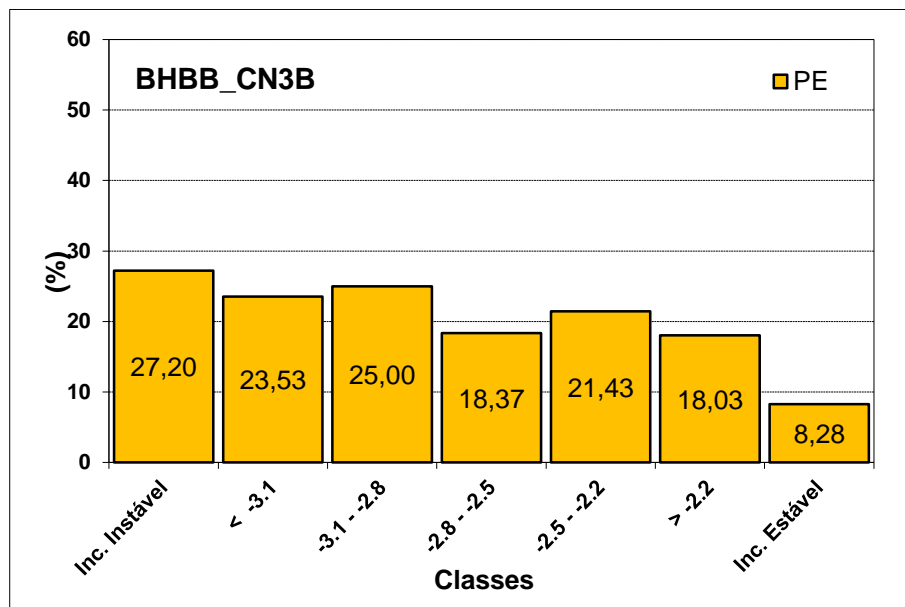


Figura 38: Distribuição do PE para o CN3A (z: 3m; c': 10.000 Pa).

6.2.2 Cenários de Suscetibilidade: BHL (MDT-Curvas)

No cenário CN1A (Figura 39), no qual adotou 1 metro de profundidade e coesão zero, a Frequência da classe Incondicionalmente Instável foi 12,46%, da classe $\text{Log } q/T > -2,2$ 38,22% e da classe Incondicionalmente Estável foi igual a 48,78%. As quatro classes intermediárias apresentaram valores inferiores a 1% (entre 0,27% e 0,06%). Já para CC, 32,10% das cicatrizes se concentraram na classe Incondicionalmente Instável, e 66,83% nas duas classes de maior estabilidade; para as outras classes houve variação de 0,61% a 0,05%.

O PE (Figura 40) apresentou valores inferiores a 15%, sendo que a classe Incondicionalmente Instável registrou 14,91% e as classes mais instáveis 7,46% e 2,09% e as demais oscilaram entre 4,63% e 12,90%.

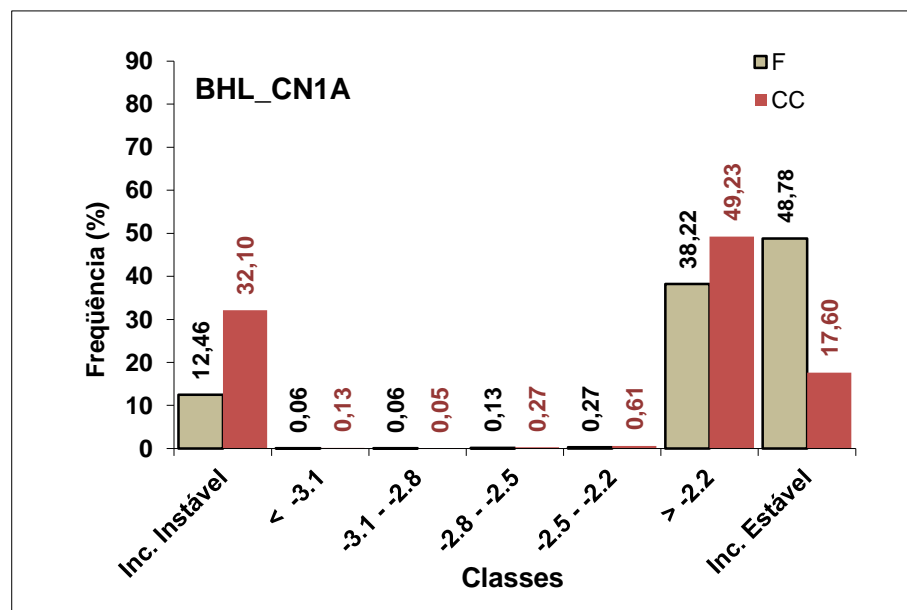


Figura 39: Distribuição de F e CC para o CN1A (z: 1m; c': zero).

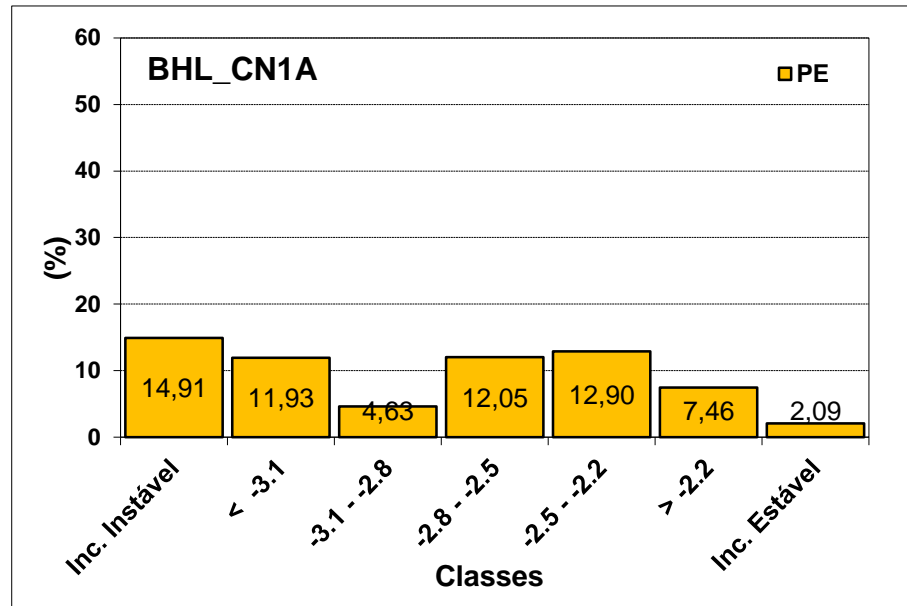


Figura 40: Distribuição do Potencial de Escorregamento (PE) para o CN1A (z: 1m; c': zero).

Conforme a Figura 41 (CN1B), para a mesma profundidade (1m) e coesão de 2.500 Pa, houve uma redução de F da classe mais instável para 3,23%, enquanto que as duas classes mais estáveis apresentaram um aumento para 96,62%. Em relação ao CC, a classe mais instável concentrou 5,52% das cicatrizes da bacia, enquanto as duas mais estáveis 93,88%. As outras quatro classes, assim como no cenário anterior, apresentaram valores inferiores a 1%, variando entre 0,07% e 0,01% (Frequência) e entre 0,32% a 0,05% (CC).

Quanto ao PE a bacia (Figura 42) apresentou um valor de 9,89% na classe mais instável e 13,20% e 3,08% nas duas classes mais estáveis. As demais variaram de 32,35 a 13,20%. Mais uma vez verificou-se que mesmo quando os valores de F e CC são inferiores a 1%, o PE apresentou, em algumas classes, valores superiores ao da classe mais instável.

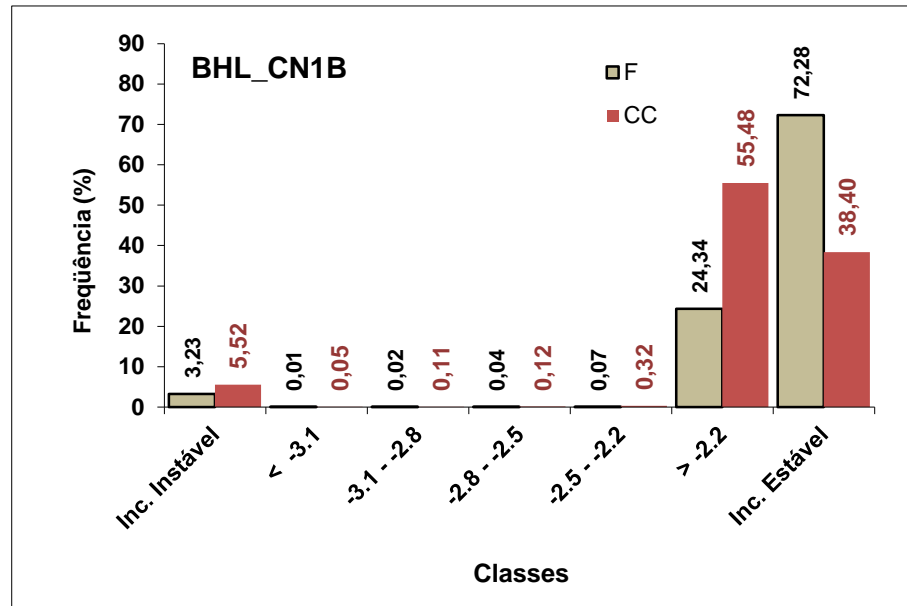


Figura 41: Distribuição de F e CC para o CN1B (z: 1m; c':2.500 Pa).

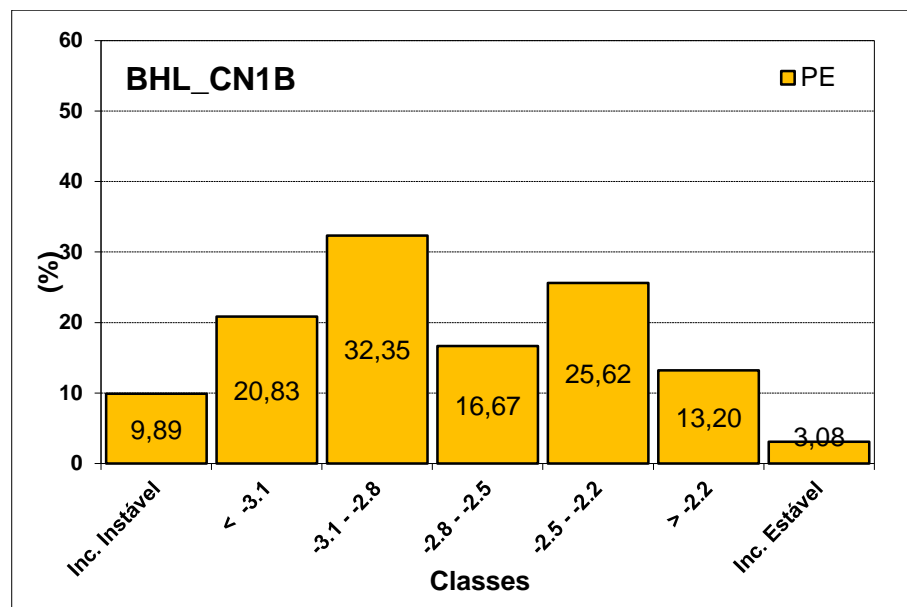


Figura 42: Distribuição do PE para o CN1B (z: 1m; c': 2.500 Pa).

Em CN2A (Figuras 43 e 44), com profundidade de 2 metros e coesão de 5.000 Pa, os valores de F, CC e PE foram idênticos ao cenário CN1B. Ao considerar uma coesão 8.000 Pa, ainda para 2 metros de profundidade (CN2B), a Frequência da classe mais instável foi reduzida de para 0,71%, com um aumento das duas classes mais estáveis, sendo que a classe $\log q/T > -2,2$ apresentou 14,09% e a classe Incondicionalmente Estável 85,14%. Já em CC 1,14% das cicatrizes de concentraram

na classe mais instável e 98,85% nas duas classes mais estáveis. As demais classes tiveram variação da Frequência entre de 0,01% e 0,03% e valores nulos de CC, com exceção da classe Log q/T -2,5 - -2,2, que foi de 0,01% (Figura 45).

O PE de CN2B também apresentou valores nulos em classes intermediárias, com um registro máximo de 2%. A classe mais instável apresentou 9,31% e as das duas classes mais estáveis 14,71% e 4,29% (Figura 46).

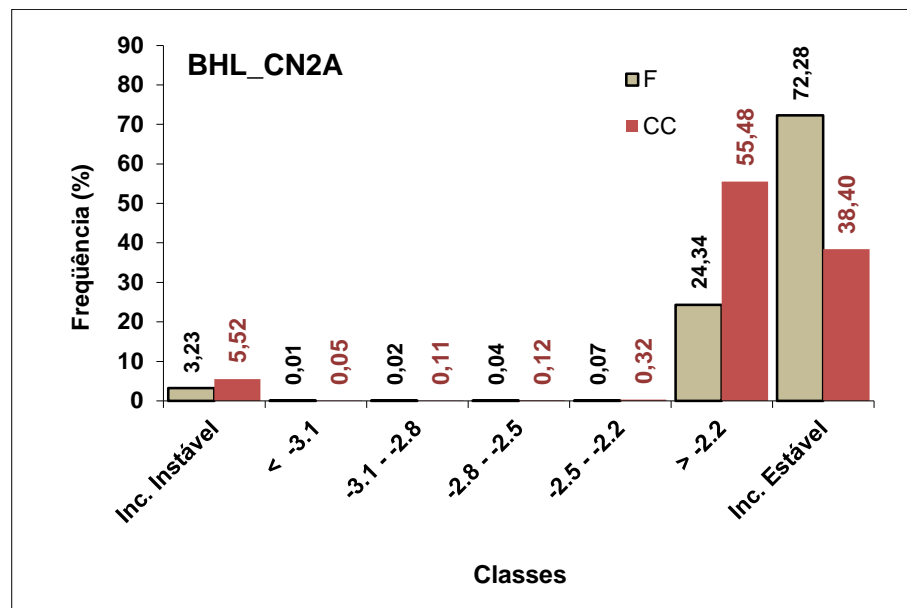


Figura 43: Distribuição de F e CC para o CN2A (z: 2m; c': 5.000 Pa).

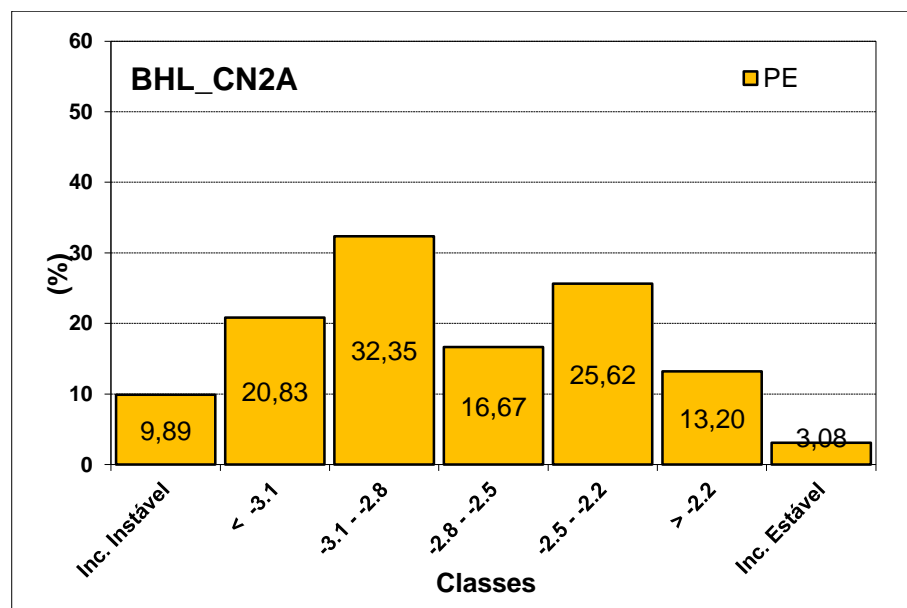


Figura 44: Distribuição do PE para o CN2A (z: 2m; c': 5.000 Pa).

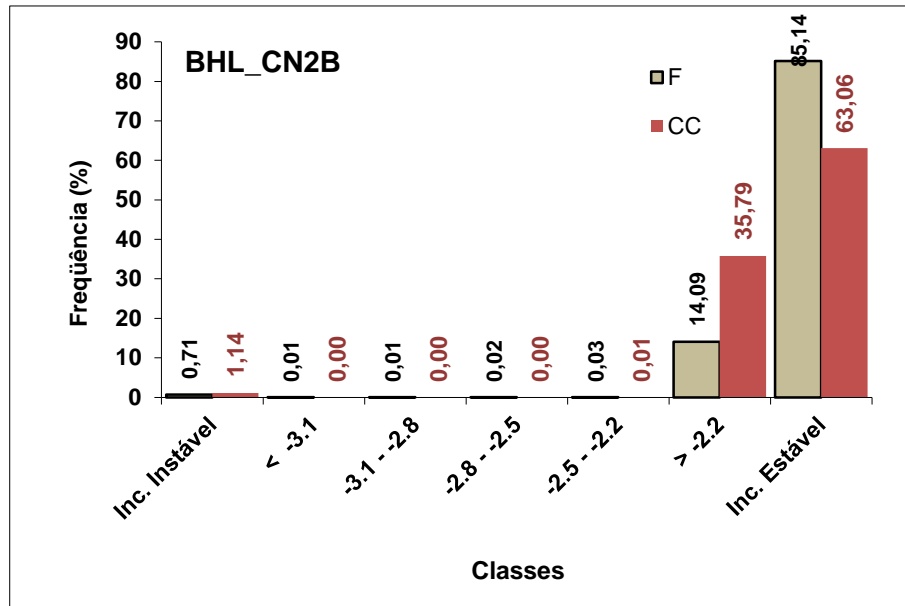


Figura 45: Distribuição de F e CC para o CN2B (z: 2m; c': 8.000 Pa).

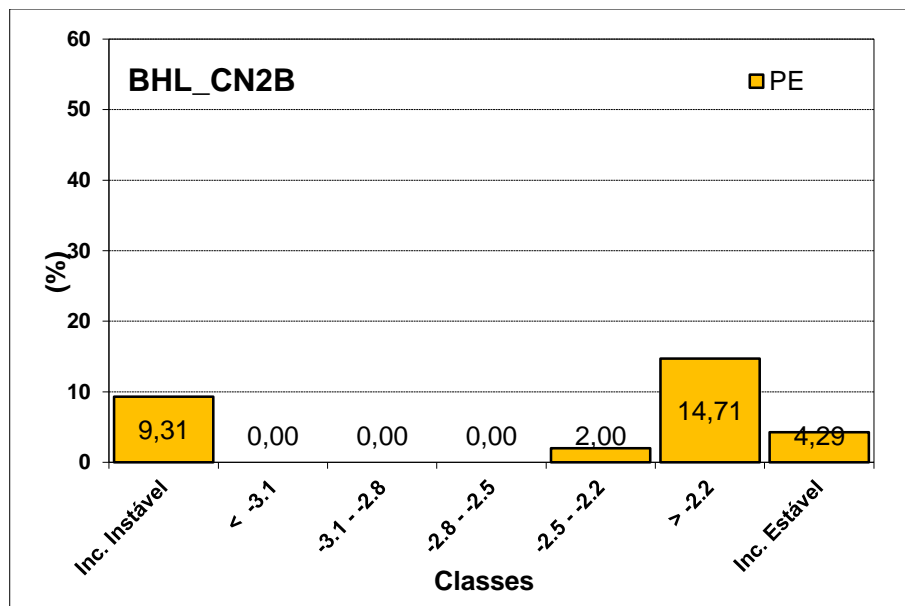


Figura 46: Distribuição do PE para o CN2B (z: 2m; c': 8.000 Pa).

Em CN3A (Figura 47), profundidade de 3 metros e coesão de 4.000 Pa, verificou-se uma Frequência de 6,72% da classe Incondicionalmente Instável, de 31,20% da classe de $\text{Log } q/T > -2,2$ e de 61,75% da classe Incondicionalmente Estável. Para o CC, 17,01% das cicatrizes se concentraram na classe mais instável e 81,80% nas duas classes mais estáveis. Quanto às outras quatro classes, F e CC apresentaram valores variando de 0,16% a 0,04% e 0,62% a 0,10%, respectivamente.

O PE (Figura 48) apresentou valores pouco similares em todas as classes, com 14,66% na Incondicionalmente Instável, passando por valores entre 25,52% a 10,13%, nas quatro classes intermediárias e, finalmente, 10,61% e 2,31% nas duas classes mais estáveis.

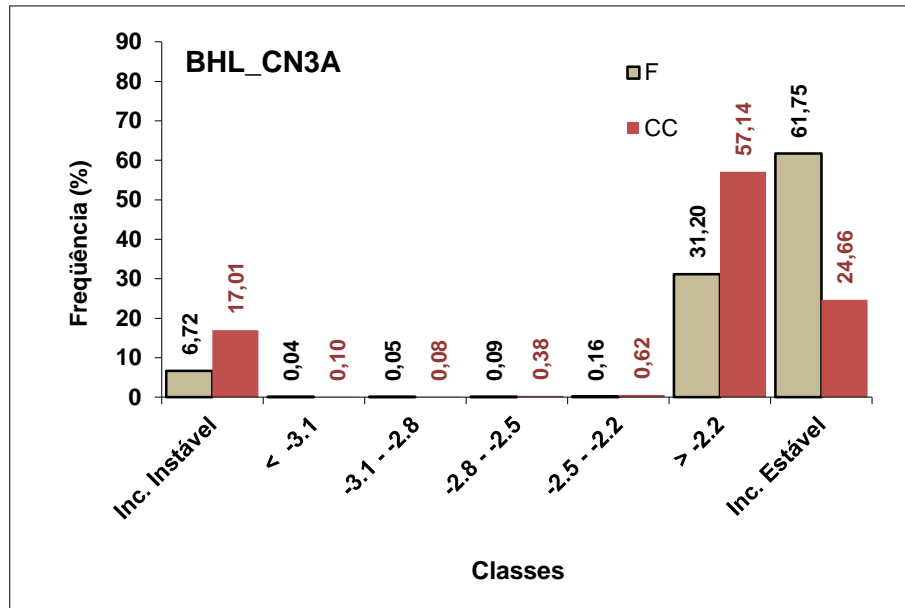


Figura 47: Distribuição de F e CC para o CN3A (z: 3m; c': 4.000 Pa).

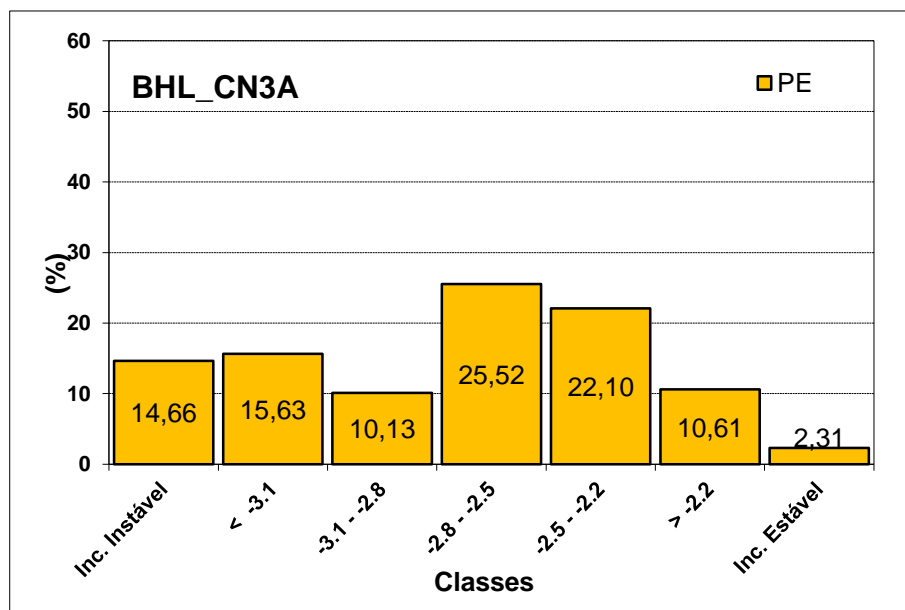


Figura 48: Distribuição do PE para o CN3A (z: 3m; c': 4.000 Pa).

No CN3B (Figura 49), profundidade de 3 metros e coesão de 10.000 Pa, verificou-se uma Frequência de 1,62% da classe Incondicionalmente Instável, e 98,27% nas duas classes mais estáveis. Enquanto que para o CC, 97,70% das cicatrizes se concentraram nas classes mais estáveis e apenas 2,18% na classe mais instável. Novamente as demais classes, para F e CC apresentaram valores menores que 1%.

Finalmente o PE deste cenário (CN3B) (Figura 50) apresentou, de forma geral, valores inferiores a 15%, sendo que a classe Incondicionalmente Instável foi de 7,76% e as duas mais estáveis entre 14,06% e 3,81%. Nota-se que em uma das classes intermediárias o valor registrado foi nulo.

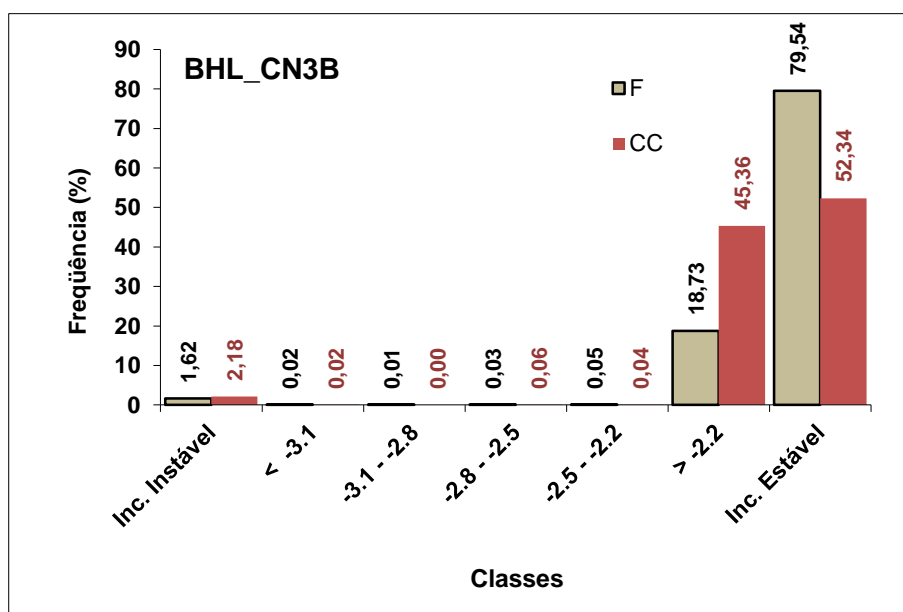


Figura 49: Distribuição de F e CC para o CN3B (z: 3m; c': 10.000 Pa).

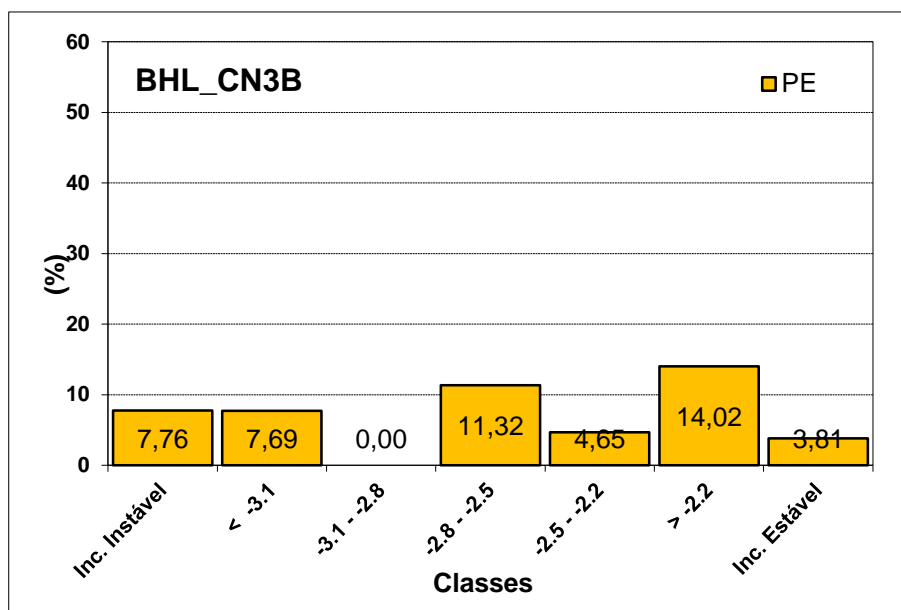


Figura 50: Distribuição do PE para o CN3A (z: 3m; c': 10.000 Pa).

6.3 DISCUSSÃO SOBRE OS CENÁRIOS DE SUSCETIBILIDADE

Diante dos resultados apresentados nos dois itens anteriores, considerando o índice de Concentração de Cicatrizes (CC), pode-se verificar que o melhor cenário para ambas as bacias foram CN1A ($c' = 0 \text{ Pa/z}=1\text{m}$) e CN3A ($c' = 4.000 \text{ Pa/z}=3\text{m}$). Tomando apenas a classe Incondicionalmente Instável, o CN1A da BHBB apresentou CC de 18,11% e da BHL foi de 12,46%; o CC de CN3A da BHBB foi de 10,98% e da BHL foi de 6,72%.

A opção de considerar apenas a classe Incondicionalmente Instável para análise do CC foi devido tanto à ocorrência de valores inferiores a 1% para a segunda classe mais instável ($\text{Log } q/T < -3.1$), quanto a própria discussão de Dietrich *et al.* (2001) que analisaram a relação entre a qualidade do *grid* do MDT e as classes de instabilidade para determinação da eficiência do modelo. Nesse trabalho, os autores apontam que para um MDT com *grid* de 5 metros, as classes mais adequadas para validação são as duas mais instáveis (Incondicionalmente Instável e $\text{Log } q/T < -3.1$).

Quando considerado o Potencial de Escorregamentos (PE), CN1A e CN3A da BHBB apresentam valores similares aos demais cenários, com exceção do CN2B.

Neste último verificou-se uma maior variação deste percentual entre as classes, sobretudo as intermediárias, indicando por exemplo, 57,14% na segunda classe mais instável ($\text{Log } q/T < -3.1$).

Cabe destacar que, embora as classes intermediárias tenham apresentado valores muito reduzidos em CC ($<1\%$), foi identificada a ocorrência de cicatrizes em todas elas. Assim, mesmo as classes intermediárias ($\text{Log } q/T < -3,1$ até $\text{Log } q/T -2,5$ - $-2,2$) apresentando baixa Frequência (F) e Concentração de Cicatrizes (CC), seus valores de PE foram representativos, ou seja, mesmo as áreas instáveis, com Frequência muito reduzida apresentaram células afetadas por escorregamentos.

Ainda para o PE, o CN1A e o CN3A não apresentaram os maiores valores entre todos os testes para a classe mais instável, o que poderia comprometer o entendimento do resultado de CC para essas mesmas classes. Não obstante, os menores valores ocorreram nas duas classes mais estáveis (Incondicionalmente estável e $\text{Log } q/T > -2,2$), o que corrobora o resultado dado por CC. Para a BHBB, os percentuais de PE das classes mais estáveis foram de 11,62% e 6,92% (CN1A) e de 14,87% e 7,23% (CN3A). O mesmo se repete para BHL, que apresentou os menores percentuais nas mesmas duas classes: 7,46% e 2,09% (CN1A) e 10,61% e 2,31% (CN3A).

A diminuta ocorrência de classes intermediárias pode ser explicada pela própria morfologia das vertentes que não apresentam variações significativas entre setores côncavos e convexos. Isso é corroborado pelo mapeamento de vertentes realizado por MINEROPAR (2013), que identificaram uma dominância de vertentes convexas (em planta), tanto para a BHBB, quanto para a BHL.

Assim, os resultados dos cenários CN1A e CN3A apresentaram significativa concordância entre as classes de instabilidade e CC e as classes mais estáveis e o índice de PE. Desta forma, buscou-se avaliar o conjunto dos resultados destas classes para reduzir a utilização de cenários com excessivas inconsistências. Pois, como destacaram Montgomery *et al.* (1998), o modelo pode apresentar incongruências ao indicar áreas instáveis em setores onde não ocorrem cicatrizes, ou em áreas estáveis em setores com cicatrizes. Como exemplo, no teste regional realizado por estes autores, o modelo indicou 24% das cicatrizes na classe Incondicionalmente Estável. Cabe destacar que esse trabalho fez uso de um conjunto de valores iguais para todas as aplicações do modelo.

Também em Guimarães *et al.* (2003), os autores realizaram testes de sensibilidade a partir da combinação de 125 cenários possíveis, variando os parâmetros físicos dos solos. Os resultados mostraram que a utilização do valor zero para coesão pode ser satisfatório para resultados mais eficientes do modelo em áreas nas quais são inexistentes os dados coletados *in situ*.

Aqui mesmo que para os cenários tenham sido utilizados dados coletados *in situ*, esses foram obtidos pontualmente em uma das bacias (item 5.3) e quando avaliada a variação de coesão em relação a profundidade (Figura 18), esses dados mostraram uma tendência de aumento da coesão até certa profundidade seguida pela queda destes valores em maiores profundidades

Outro ponto a ser notado se dá na profundidade inferior a um metro, sendo que para uma das amostras, coletada a 0,8m de profundidade, a coesão foi de zero Pa, enquanto a outra, obtida a 0,9m apresentou uma coesão de 5.150 Pa (Tabela 3). Essa heterogeneidade do valor de coesão também foi observada na literatura, como por exemplo em Wolle; Carvalho (1994), que encontraram valores entre 1.000 Pa a 4.000 Pa, em profundidades de 1 a 2 metros, na Serra do Mar paulista em Cubatão e Vieira *et al.* (2015), também na Serra do Mar, encontraram uma grande variação destes valores, entre zero Pa e 11.500 Pa.

Assim, assumir um valor comum de um determinado parâmetro (ex. coesão) para toda a bacia, mesmo coletado *in situ*, não compromete a eficiência do modelo na identificação das áreas potencialmente instáveis, pois no modelo a topografia (ângulo da vertente e área de contribuição) se apresenta como fator determinante para a ocorrência de escorregamentos rasos (DIETRICH; MONTGOMERY, 1994 e MONTGOMERY *et al.*, 1998).

Alguns exemplos na literatura apresentaram resultados que corroboram com a análise anterior (Gomes *et al.* 2005, Vieira, 2007, Meisina; Sorbino, 2007, Teixeira *et al.*, 2014, entre outros), uma vez que, ao utilizarem diferentes valores de coesão, obtiveram percentuais de CC similares. Gomes *et al.* (2005), por exemplo, avaliaram a sensibilidade do SHALSTAB em relação a escala da base cartográfica utilizada para geração do MDT e identificaram uma correlação de 72% entre as cicatrizes e as três classes mais instáveis do modelo, mesmo considerando um valor de coesão único (zero) para as duas bacias estudadas. Também Vieira (2007), ao simular cenários com valores distintos (ex. coesão, ângulo de atrito e espessura), verificou que quase

84% das cicatrizes se concentraram nas três classes mais instáveis, considerando para o melhor cenário 1.000 Pa de coesão e uma profundidade de 1 metro.

Em dois exemplos internacionais, que utilizaram diferentes valores de coesão, foram verificadas respostas eficientes do modelo. Em Meisina; Scarabelli (2007) 63,64% das cicatrizes coincidiram com as três classes mais instáveis, utilizando coesão de 1.044 Pa. Para Teixeira *et al.* (2014), os resultados mostraram que 77,41%, das cicatrizes se concentraram nas classes mais instáveis, e desse montante 16% na classe Incondicionalmente Instável, tomando como valor para coesão 2.000 Pa.

Nos trabalhos mencionados, os valores dos demais parâmetros (ângulo de atrito e densidade do solo), também foram variados, todavia não foram contemplados nessa discussão, pois todos os testes realizados nesta pesquisa utilizaram os mesmos valores (ϕ : 31° e ρ_s : 2.600 kg/m³).

Em suma, os cenários mais eficientes foram CN1A e CN3A, para ambas as bacias, tomando como indicador os valores ocorridos na classe Incondicionalmente Instável. No primeiro, o valor de coesão foi zero em uma profundidade de 1 metro e o segundo, o valor de coesão foi de 4.000 Pa em uma profundidade de 3 metros. Contudo, as áreas que foram indicadas pelo modelo como instáveis, mas não apresentaram cicatrizes do evento de 2011, podem continuar sendo consideradas potencialmente instáveis para eventos futuros.

Diante desta discussão, os valores adotados para um dos melhores cenários (CN1A) foram considerados nos testes sobre a influência do MDT gerado pelo LiDAR, quando comparado àquele gerado a partir de curvas de nível.

6.4 AVALIAÇÃO DO MDT-LiDAR APLICADO AO SHALSTAB

Neste tópico são apresentados os resultados sobre a elaboração do MDT a partir de dados LiDAR (MDT-LiDAR), considerando os procedimentos de interpolação adotados, permitindo, portanto, a avaliação de mais quatro cenários (CnL1, CnL2, CnL3 e CnL4) para cada bacia. Em seguida, são discutidos os resultados da aplicação do MDT-LiDAR no SHALSTAB, conforme os valores de Frequência de Classes (F) e os índices de Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE).

O primeiro resultado obtido dos dados LiDAR refere-se a filtragem da “nuvem de pontos”, (Figura 51) que diferenciou àqueles que identificavam apenas o terreno (*Ground*) daqueles que identificavam qualquer superfície sobre o terreno. Para a BHBB foram contados 126.741 pontos totais e, já com a aplicação da filtragem, foram classificados 14.004 pontos referentes ao terreno. Para a BHL os valores foram de 194.778 pontos totais, resultando em 11.203 pontos de terreno.

Esses valores permitiram quantificar o número de pontos por metro quadrado (pt/m²) de cada bacia que foi de 0,08 (BHBB) e 0,06 pt/m² (BHL), considerando apenas os pontos no terreno. Esses valores diferem, por exemplo, dos dados obtidos por QUANTUM (2014), que realizou o aerolevantamento utilizando LiDAR (modelo Leica ALS50 Phase II), a uma altura de voo de 900 metros, da área afetada por escorregamento na localidade de OSO, (Washington/EUA) em 2014. Nesse trabalho foi obtido um montante de 13,80 pt/m² de pontos totais, e com a operação de filtragem resultou na classificação de 1,98 pt/m² no terreno. Outra referência sobre densidade de pontos pode ser verificada em WSI (2013), que obteve 1,26 pt/m² no terreno em um levantamento realizado para fins zoneamento de áreas de risco e apoiado em MDT-LiDAR (equipamento Leica ALS 50 e Leica ALS 70), para o estado do Oregon (EUA). É importante destacar que ambos os trabalhos definiram uma quantidade mínima de 8 pt/m² previamente ao levantamento, sendo que esta intensidade foi alcançada com uma maior sobreposição de faixas de voo (50%), além do uso de equipamentos com maior intensidade do sinal *laser* (WSI, 2013, QUANTUM, 2014).

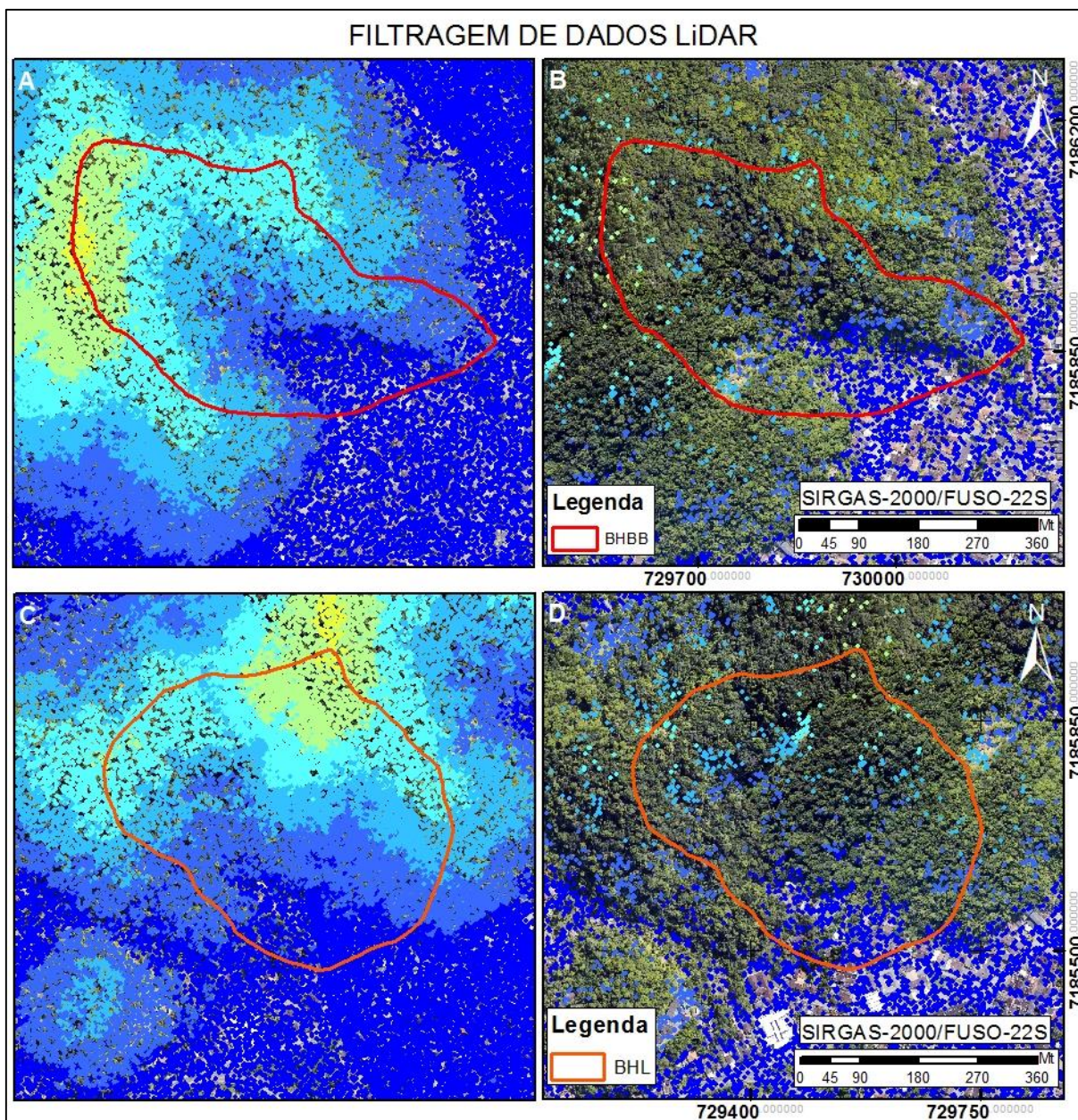


Figura 51: Resultado da operação de filtragem de dados LiDAR (“nuvem de pontos”), sobreposta à ortofoto. (A) Área da BHBB antes da filtragem, (B) depois da filtragem; (C) Área da BHL antes da filtragem e (D) depois da filtragem. A coloração dos pontos refere-se à variação do valor altimétrico.

Nas duas bacias a maior concentração de pontos ocorreu primeiramente na área urbanizada, seguida pela área interna das cicatrizes dos escorregamentos de 2011. Cabe notar que nas áreas florestadas, sobretudo nos trechos superiores das bacias, os pontos se dão de forma esparsa e irregular, com inúmeros setores com ausência total de pontos, comprometendo significativamente a elaboração de uma superfície contínua. Isto pode ser evidenciado pelo número de *sinks* identificado pelo

SHALSTAB, com valores divergentes quando são utilizadas curvas de nível. Para cada um dos interpoladores adotados, o número de *sinks* também variou em ambas as bacias (Tabela 6).

Tabela 6: Relação do número de *sinks* para cada um dos dados e a ferramenta/interpolador utilizados para geração do MDT e cenários correlatos (NN = *Natural Neighbor* e IDW= *Inverse Distance Weighted*).

	Base para o MDT	Ferramenta/ Interpolador	<i>Sinks</i>
BHBB	Curvas de Nível	<i>Topo to raster</i>	20
	LiDAR (CnL1)	<i>Average/NN</i>	584
	LiDAR (CnL2)	<i>IDW/NN</i>	574
	LiDAR (CnL3)	<i>Nearest/NN</i>	603
	LiDAR (CnL4)	<i>Triangulation/NN</i>	256
BHL	Curvas de Nível	<i>Topo to raster</i>	5
	LiDAR (CnL1)	<i>Average/NN</i>	349
	LiDAR (CnL2)	<i>IDW/NN</i>	342
	LiDAR (CnL3)	<i>Nearest/NN</i>	366
	LiDAR (CnL4)	<i>Triangulation/NN</i>	171

O MDT gerado a partir das curvas de nível registrou os menores valores de *sinks*, sendo 20 para a BHBB e 5 para a BHL. O LiDAR na operação *Triangulation/NN* (referente ao CnL4) gerou o menor número de *sinks* para as duas bacias, sendo 256 para a BHBB e 171 para BHL. As demais operações geraram valores similares, variando de 584 a 603 para a BHBB e de 342 a 366 para a BHL.

Visualmente as diferenças nas representações do relevo das bacias não se sobressaem (Figuras 52 e 53). Quanto à ocorrência de maior concentração de pontos, sobretudo em área urbanizada, a superfície apresenta-se com maior continuidade e menos discrepância visuais do que àquelas onde houve um preenchimento maior de vazio entre os pontos, com destaque para as áreas com dossel florestal denso (Figura

54). Como já mencionado, algumas das cicatrizes, por não haver cobertura vegetal, quando da varredura LiDAR, também concentraram um maior número de pontos, acarretando em uma superfície rugosa, diferentemente das áreas com cicatrizes com cobertura vegetal. É importante lembrar que esta concentração de pontos-LiDAR nas cicatrizes expostas foi devido a data de obtenção dos dados, posterior aos escorregamentos de 2011.

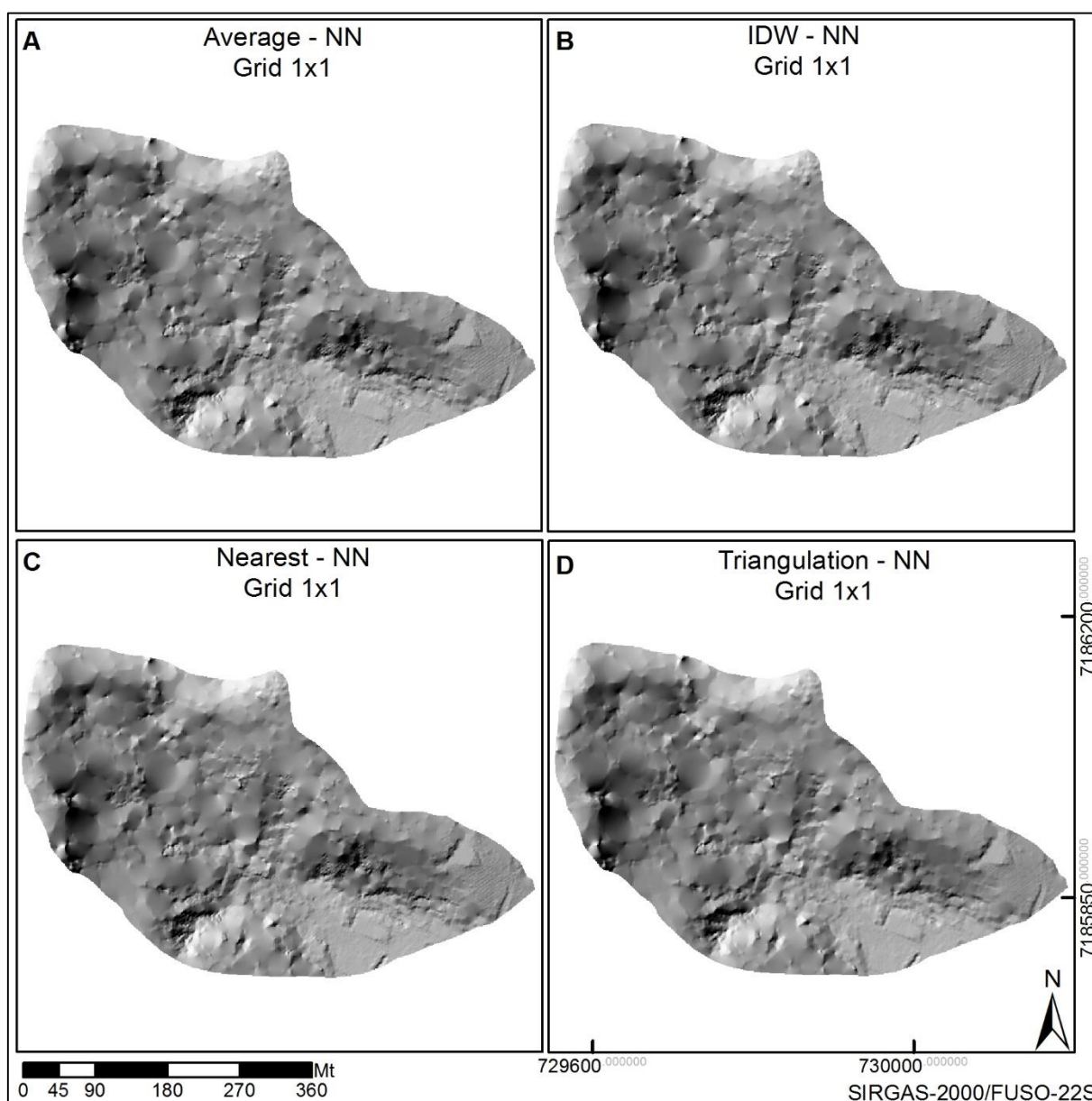


Figura 52: Relevo sombreado da BHBB gerado a partir de um raster com *grid* de 1 metro por diferentes interpoladores, sendo: A) Average/NN; B) IDW/NN; C) Nearest/NN e D) Triangulation/NN.

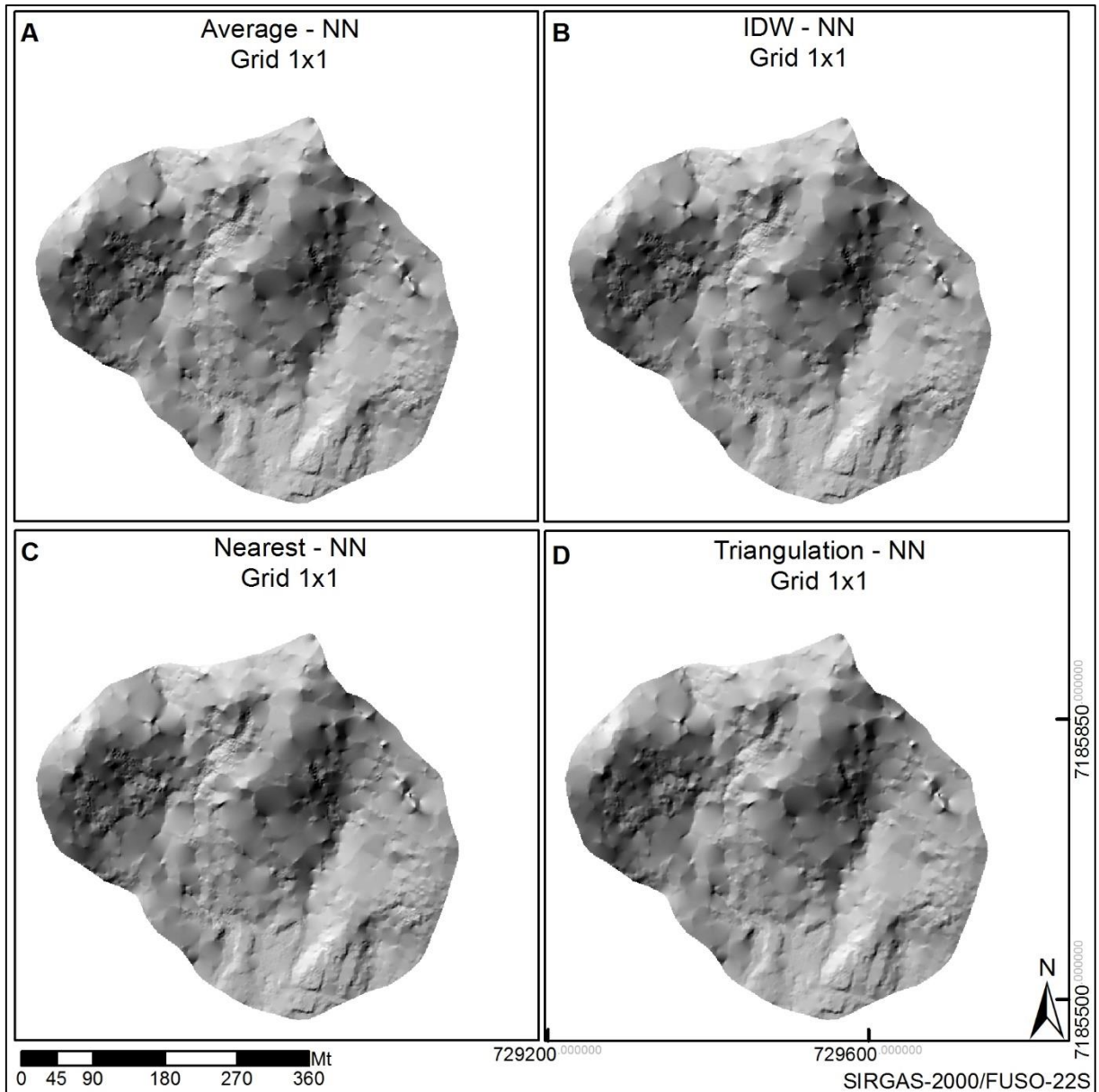


Figura 53: Relevo sombreado da BHL gerado a partir de um *raster* com *grid* de 1 metro por diferentes interpoladores, sendo: A) *Average/NN*; B) *IDW/NN*; C) *Nearest/NN* e D) *Triangulation/NN*.

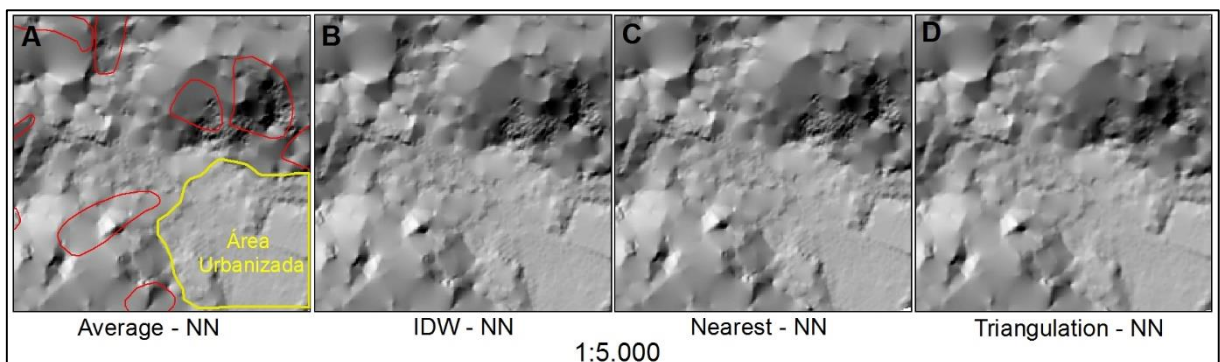


Figura 54: Detalhe do relevo sombreado da BHBB para cada ferramenta/interpolador utilizada na elaboração do MDT-LiDAR, sendo: A) *Average/NN*, com destaque em vermelho para o perímetro de cicatrizes e em amarelo a área urbanizada; B) *IDW/NN*; C) *Nearest/NN* e D) *Triangulation/NN*.

Barber; Shortridge (2005) também evidenciaram um número maior de *sinks* em um MDT-LiDAR com resolução de 6m, quando comparado a um MDT de 30m, este último disponibilizado pelo programa NED (*National Elevation Dataset*), que consiste em um banco de dados de distintas fontes cartográficas para a geração de modelos digitais de terreno. Neste estudo os autores realizaram análises hidrológicas em duas bacias hidrográficas sendo que para uma delas o MDT-LiDAR identificou 624.568 *sinks*, enquanto que o para o outro MDT o valor foi de 1.693. Os autores destacaram a necessidade de remoção destas feições, pois do contrário pode haver comprometimento na modelagem do fluxo nas bacias.

A eficiência de MDT's provenientes de dados LiDAR tem sido tratada na literatura a partir de diferentes análises e os resultados podem variar diante da quantidade de pontos e da complexidade do terreno (LIU, 2008; BATER; COOPS, 2009; GUO *et al.*, 2010; CHU *et al.* 2014). Como já mencionado o LiDAR apresenta vantagens na rapidez de coleta de dados, com destaque para qualidade de precisão dos pontos em relação aos valores em x,y e z (BECKER; CENTENO, 2013), contudo, assim como demais produtos de sensores remotos, também apresenta limitações em aplicações específicas, como por exemplo em análises hidrológicas (BARBER; SHORTRIDGE, 2005).

Liu (2008) ao revisar as aplicações de dados LiDAR aponta que um dos primeiros desafios impostos a sua utilização foi a operação de filtragem dos dados, separando pontos entre terreno e não terreno. Neste trabalho o autor traz uma revisão dos conhecimentos sobre diferentes métodos de filtragem adotados até então, como o filtro baseado na morfologia do terreno ou no gradiente de inclinação das feições, destacando as potencialidades e limitações para diferentes objetivos de análise.

A operação de filtragem realizada por meio da ferramenta *Las Dataset*, que se apoia na identidade do ponto, conforme o sistema de classificação pela ASPRS (2010), mostrou-se rápida e eficaz. Em inspeção visual dos pontos sobrepostos a ortofoto, em ambas as bacias, não foram identificados pontos com necessidade de reclassificação.

Após a filtragem, duas outras questões são tidas como determinantes para a qualidade do MDT, a primeira refere-se ao método de interpolação dos pontos e a segunda a resolução espacial da célula do *grid* (LIU, 2008, GUO *et al.*, 2010). Em suma, a realização de uma etapa vai comprometer os resultados da próxima etapa e todas estão diretamente vinculadas a densidade dos pontos.

Diferentes trabalhos discutiram o método de interpolação de dados LiDAR destacando potencialidades e limitações de cada interpolador, e sobretudo sua influência na qualidade e resolução do MDT (BATER; COOPS, 2009; GUO *et al.*, 2010; GOULDEN *et al.*, 2014).

Erros associados ao método de interpolação foram tratados por Bater; Coops (2009) que avaliaram 48 MDT's gerados a partir de sete interpoladores para *grids* de distintas dimensões, variando entre 0,5, 1,0 e 1,5 metros. Dentre os testes, o IDW gerou uma superfície com maior número de depressões e rupturas abruptas na superfície, sobretudo em áreas com ocorrência mais esparsa de pontos LiDAR. Esta consideração corrobora a identificação acentuada de *sinks*, verificadas em BHBB e BHL, que foram 574 e 342. Em suma os autores definiram que o interpolador NN mostrou-se o mais eficiente devido sua facilidade de aplicação apresentando o menor erro médio entre os interpoladores.

Em Guo, *et al.* (2010) o uso do NN foi também considerado eficiente na geração do MDT, juntamente com os interpoladores IDW e TIN, devido à simplicidade e ao tempo de operação, não obstante destacaram que métodos baseados em *krigagem* apresentaram maior acurácia. Outro ponto importante tratado por estes autores refere-se à dimensão da célula, pois os interpoladores analisados não reproduziram os mesmos resultados com a variação do tamanho da célula do *grid*.

Golden *et al.* (2014) investigaram o uso do MDT-LiDAR na delimitação de bacias e canais de drenagem, variando a resolução espacial do *grid*, incluindo dimensões de 1, 5, 10, 25 e 50 metros. Neste trabalho os autores também analisaram diferentes interpoladores, dentre eles o IDW, o MA (*Moving Average*), o UK, o NN e por fim o TIN. As análises foram realizadas em três bacias de drenagem que apresentavam diferentes gradientes de declividade e para todas as bacias a densidade de pontos por m² era inferior a 1, variando entre 0,75, 0,31 e 0,63 pt/m². Dentre os resultados, os autores defenderam que a resolução espacial e o método de

interpolação irão afetar a representação topográfica do *grid*, tanto na definição de atributos da área da bacia quanto na localização e comprimento do canal. Este trabalho corrobora as discussões na literatura sobre a influência da resolução espacial do *grid*, e por consequência a escala de análise nos resultados usando o MDT-LiDAR.

Assim, é importante analisar os parâmetros para definir a eficiência do interpolador ou dimensão do *grid* diante do estudo pretendido. Na presente pesquisa, o número de *sinks* pode ser considerado um indicador de qualidade do MDT; assumindo que a utilização do método de triangulação combinado com o interpolador NN trouxe o melhor resultado (Tabela 6). Também é possível avaliar que a ferramenta utilizada (*Las dataset to raster*) mostrou-se eficiente para aplicação deste interpolador, devido a sua disponibilidade em ambos os métodos (*Cell Assignment Method* e *Triangulation Method*), corroborando com os resultados de Bater; Coops (2009).

Como fatores limitantes da aplicação do LiDAR neste trabalho, pode-se destacar a densidade de pontos referentes apenas ao terreno e, por consequência, a interpolação destes pontos em uma superfície contínua e precisa. Estes fatores tendem a refletir diretamente na qualidade do *grid* e, por sua vez, na resolução espacial deste das células. Essas condições são tratadas na literatura, como por exemplo por Cowen *et al.*, (2000), que analisaram a interferência da densidade do dossel florestal na quantidade de pontos referentes ao terreno, estimando que entre 10% e 40% dos pulsos *laser* irão atingir a superfície do terreno em uma área com cobertura florestal entre 80% a 90%.

Em última análise a densidade de pontos obtidas no levantamento vai determinar a qualidade do MDT; portanto, a definição de parâmetros prévios de densidade de pontos deve ser considerada para a utilização de dados LiDAR em análises apoiadas em um MDT. Em outras palavras a utilização de dados LiDAR gerados para diferentes fins, ou àqueles que apenas complementam um levantamento aerofotogramétrico, não garante a geração de MDT's consistentes, por exemplo, na aplicação de modelos que avaliam fluxos hidrológicos ou a área de contribuição.

6.4.1 Cenários de Suscetibilidade: BHBB (MDT-LiDAR)

Foi verificado que os cenários de suscetibilidade a escorregamentos gerados pelo SHALSTAB, utilizando o MDT-LiDAR, apresentaram uma homogeneidade na distribuição das classes de instabilidade para as bacias, refletida pelos valores de Frequência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial de Escorregamentos (PE).

De maneira geral a F dos quatro cenários foi similar aos cenários anteriores a partir do MDT proveniente das curvas de nível. As classes com maior percentual de F e CC foram a Incondicionalmente Instável e as duas classes mais estáveis ($\text{Log } q/T > -2,2$ e Incondicionalmente Estável). O PE também apresentou uma distribuição similar entre os cenários, sendo que a classe Incondicionalmente Instável registrou os maiores valores para ambas as bacias.

Dentre todos os cenários, o maior CC foi registrado na classe Incondicionalmente Instável, sendo que para a BHBB foi no CnL2 e para a BHL no CnL3. O maior valor de PE ocorreu nesta mesma classe, também nos quatro cenários, sendo o maior registro no CnL4, tanto para as duas bacias.

Para a BHBB (Figura 55) cabe destacar que para todos os cenários os indicadores F e CC apresentaram valores nulos para as duas classes intermediárias ($\text{Log } q/T -2,5 - -2,2$ e $\text{Log } q/T -2,8 - -2,5$) o que definiu a mesma condição para o PE destas classes. Contudo, mesmo com valores inferiores a 1% para as classes $\text{Log } q/T -2,8 - -3,1$ e $\text{Log } q/T < -3,1$, o PE destas duas últimas apresentou registros similares entre si em todos os cenários. Outro ponto é a variação percentual de cada classe entre os cenários, inferior a 1%, como por exemplo no CnL1 e CnL4, nas quais o F variou, para as classes Incondicionalmente Instável, de 20,18% até 19,98% e o CC de 44,82% a 44,74%, respectivamente. Para esta mesma classe o PE não registrou variação maior do que 0,5%.

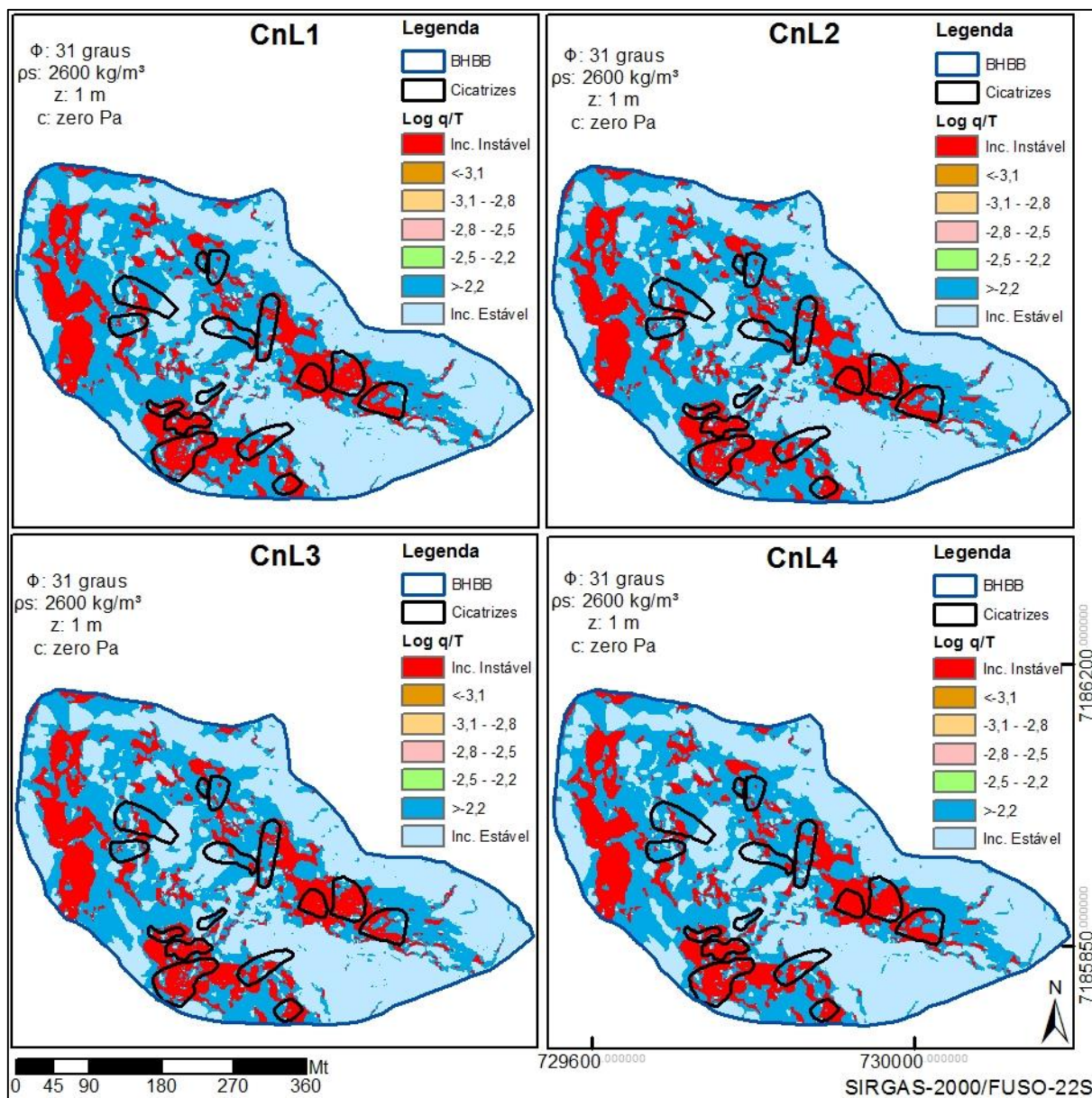


Figura 55: Cenários de Suscetibilidade a escorregamentos gerados pelo modelo SHALSTAB para a BHBB utilizando o MDT-LiDAR. Para cada cenário variou-se a ferramenta/interpolador, a saber: CnL1: *Average/NN*; CnL2: *IDW/NN*; CnL3: *Nearest/NN*; CnL4: *Triangulation/NN*.

No CnL1 (Figura 56) a classe Incondicionalmente Instável apresentou uma Frequência de 20,18% e as duas classes mais estáveis, juntas, somam 79,74% da bacia. Dentre as demais classes, duas registraram valores nulos (Log q/T -2,5 - -2,2 e Log q/T -2,8 - -2,5) e duas valores de 0,01% e 0,07% (Log q/T -3,1 - -2,8 e Log q/T < -3,1). Quanto ao CC, a classe mais instável concentrou 44,82% das cicatrizes e as duas classes mais estáveis 55,04% das cicatrizes. As demais apresentaram valores nulos até 0,12%. O PE (Figura 57) indicou um percentual de 24,60% para a classe

mais instável e de 15,92%, considerando as duas classes mais estáveis. Contudo, valores significativos, 18,80% e 16,67%, foram verificados nas classes Log q/T -2,8 - -3,1 e Log q/T < -3,1, respectivamente. As mesmas classes com valores nulos de F e CC, também foram nulos em PE.

No CnL2 (Figura 56) a classe Incondicionalmente Instável teve uma Frequência de 20,19% e as duas classes mais estáveis, juntas, 79,73%. As demais classes apresentaram uma Frequência inferior a 0,1%. Quanto ao CC, a classe mais instável concentrou 44,87% das cicatrizes e as duas classes mais instáveis concentraram mais da metade das cicatrizes (54,99%). Entre as outras classes, duas registraram valores nulos e duas valores de 0,13% e 0,01%. Quanto ao PE (Figura 57) a classe Incondicionalmente Instável registrou 24,61% e as duas mais estáveis totalizaram apenas 15,91%. Assim como no cenário anterior as duas classes intermediárias registraram valores nulos e duas valores de 19,40% e 12,50%

No CnL3 (Figura 56) a classe mais instável obteve uma Frequência de 20,24% e as duas mais estáveis, juntas, perfizeram cerca de 79%. Duas classes apresentaram valores nulos e duas valores de 0,08% e 0,01%. O CC registrou 44,80% na classe mais instável e 55,06% nas duas mais estáveis. Novamente houve registro de valores nulos para duas classes e valores de 0,12% e 0,01% para outras duas. O PE (Figura 57) registrou seu maior valor para a classe mais instável, 24,51%, seguido por 12,50% e 17,89% para as duas classes instáveis seguintes e, somando, 15,95% nas duas classes mais estáveis.

Por fim, no CnL4 (Figura 56), a classe Incondicionalmente Instável teve uma Frequência de 19,98% concentrando 44,74% das cicatrizes. As duas classes mais estáveis juntas tiveram uma Frequência de 79,94% e concentraram 55,12% das cicatrizes. Valores nulos e/ou inferiores 0,12% foram registrados na Frequência e na CC das demais quatro classes. Contudo o PE (Figura 57) registrou os maiores valores para as classes Incondicionalmente Instável (24,80%) e Log q/T < -3,1 (20%). As duas classes mais estáveis registraram valores similares aos cenários anteriores, somando 15,89%.

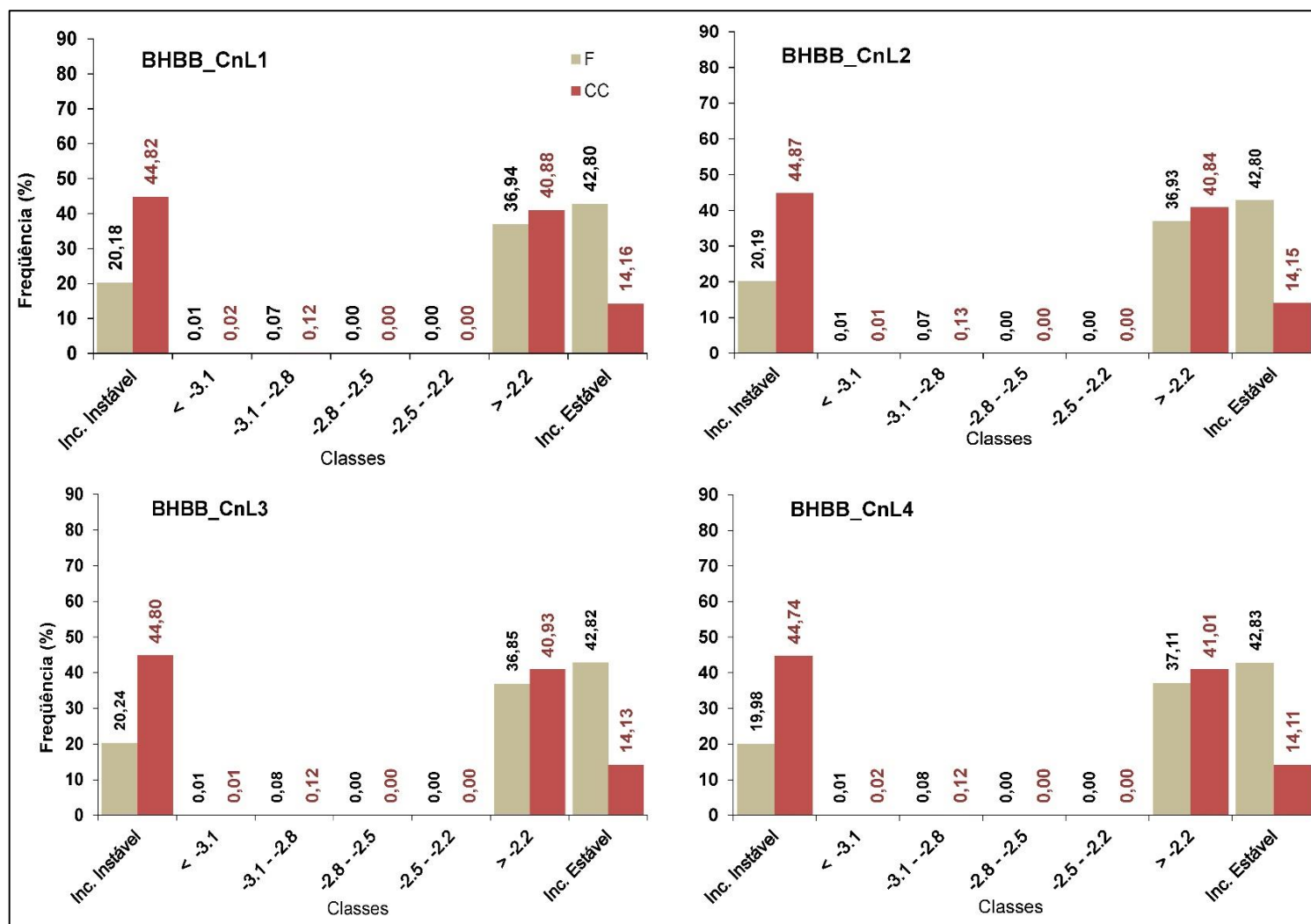


Figura 56: Distribuição de F e CC para a BHBB considerando os quatro cenários (CnL1, CnL2, CnL3 e CnL4).

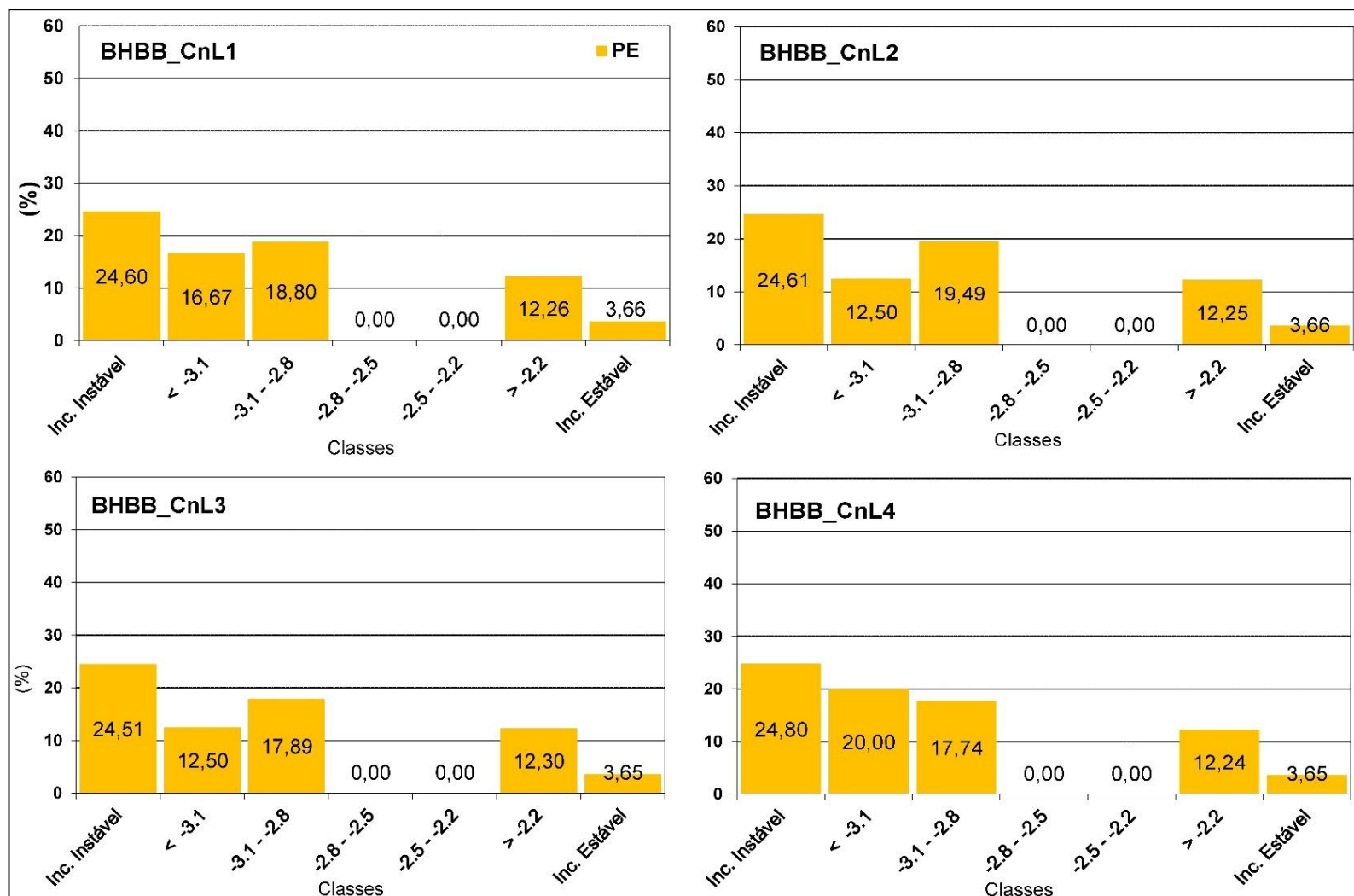


Figura 57: Distribuição de PE para a BHBB considerando os quatro cenários (CnL1, CnL2, CnL3 e CnL4).

6.4.2 Cenários de Suscetibilidade: BHL (MDT-LiDAR)

Para a BHL (Figura 58 e Figura 59) em todos os cenários as frequências da classe Incondicionalmente Instável foram bastante similares (~16%), mas com percentuais de CC próximos a 50%, ou seja, apenas 16% da bacia foi classificada como instáveis, mas concentrando quase metade das cicatrizes. Marcadamente a Frequência e a CC das classes intermediárias registraram valores reduzidos ou nulos que por sua vez geraram também valores reduzidos ou nulos de PE.

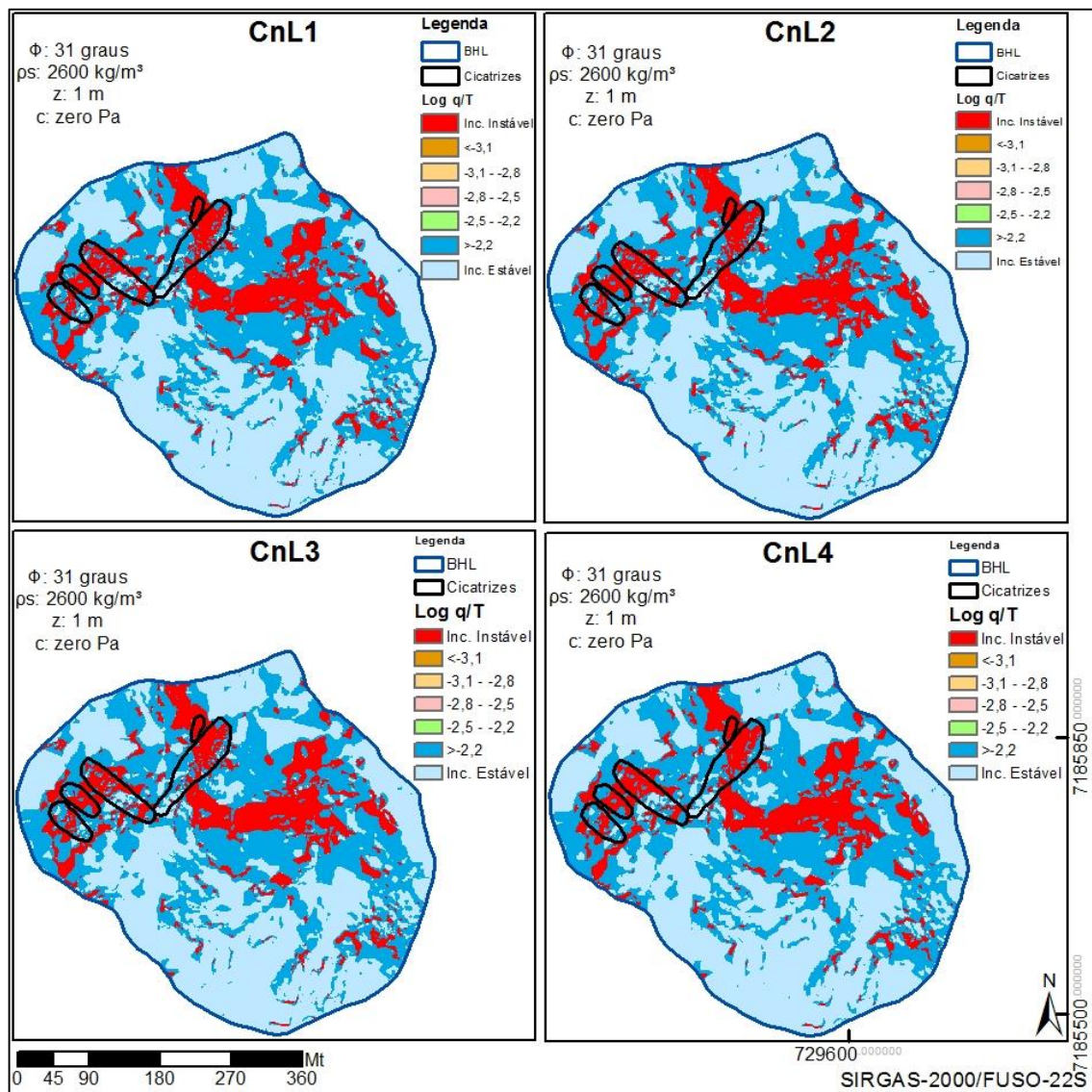


Figura 58: Cenários de Suscetibilidade a escorregamentos gerados pelo modelo SHALSTAB para a BHL utilizando o MDT-LiDAR. Para cada cenário variou-se a ferramenta/interpolador, a saber: CnL1: *Average/NN*; CnL2: *IDW/NN*; CnL3: *Nearest/NN*; CnL4: *Triangulation/NN*.

O CnL1 (Figura 59) apresentou 16,36% de áreas Incondicionalmente Instáveis e 83,55% de áreas estáveis (somatório das duas classes mais estáveis). As demais classes registraram valores nulos ou inferiores à 1%. Porém, conforme descrito, a classe Incondicionalmente Instável concentrou 49,26% de cicatrizes e duas classes mais estáveis 50,6% das cicatrizes. A importância e a validação do modelo na determinação de áreas instáveis foram verificadas pelo maior valor de PE (17,44%) da classe Incondicionalmente Instável (Figura 60), contra apenas 7,43% nas duas classes mais estáveis. Dentre as classes intermediárias a Log q/T -2,8 - -3,1 obteve registro, que foi de 10,29%

No CnL2 (Figura 59) a classe Incondicionalmente Instável também teve uma Frequência em torno de 16%, mas as duas classes mais estáveis juntas perfizeram cerca de 83% da área da bacia. A classe Incondicionalmente Instável novamente concentrou cerca de 50% das cicatrizes e as duas mais instáveis concentraram 50,49% das cicatrizes. Para as outras classes houve registro de valores nulos, sendo que apenas Log q/T -3,1 - -2,8 registrou 0,18%. Quanto ao PE (Figura 60), a classe Incondicionalmente Instável obteve 17,47% e as duas mais estáveis apenas 7,41%. A classe de Log q/T -3,1 - -2,8, também considerada instável, teve um PE de 13,14%, enquanto as demais apresentaram valores nulos.

Em CnL3 (Figura 59), a classe Incondicionalmente Instável teve uma Frequência de 16,37% e as duas mais estáveis somaram 83,53% da área da bacia. Apenas duas classes apresentaram valores nulos e outras duas entre 0,08% e 0,01%. A classe Incondicionalmente Instável concentrou 49,22% das cicatrizes e as duas mais estáveis 50,55% das cicatrizes. Assim, os maiores valores de PE (Figura 60) foram registrados nas classes mais instáveis (três primeiras) e os menores percentuais nas classes mais estáveis (7,42% somando as duas mais estáveis).

O CnL4 (Figura 59) a classe Incondicionalmente Instável teve uma Frequência de 15,97%, mas concentrando sozinha quase metade das cicatrizes mapeadas (49,36%). As classes mais estáveis perfizeram 83,95% e concentraram 50,45% das cicatrizes. As quatro classes intermediárias apresentaram percentuais de F e CC nulos ou inferiores a 0,2% condicionando também valores nulos ou muito baixos para o PE (Figura 60), exceto em Log q/T -3,1 - -2,8 que apresentou em PE aproximadamente 15%. A classe mais instável obteve um elevado PE (17,90%) e as duas mais estáveis somaram apenas 7,37%.

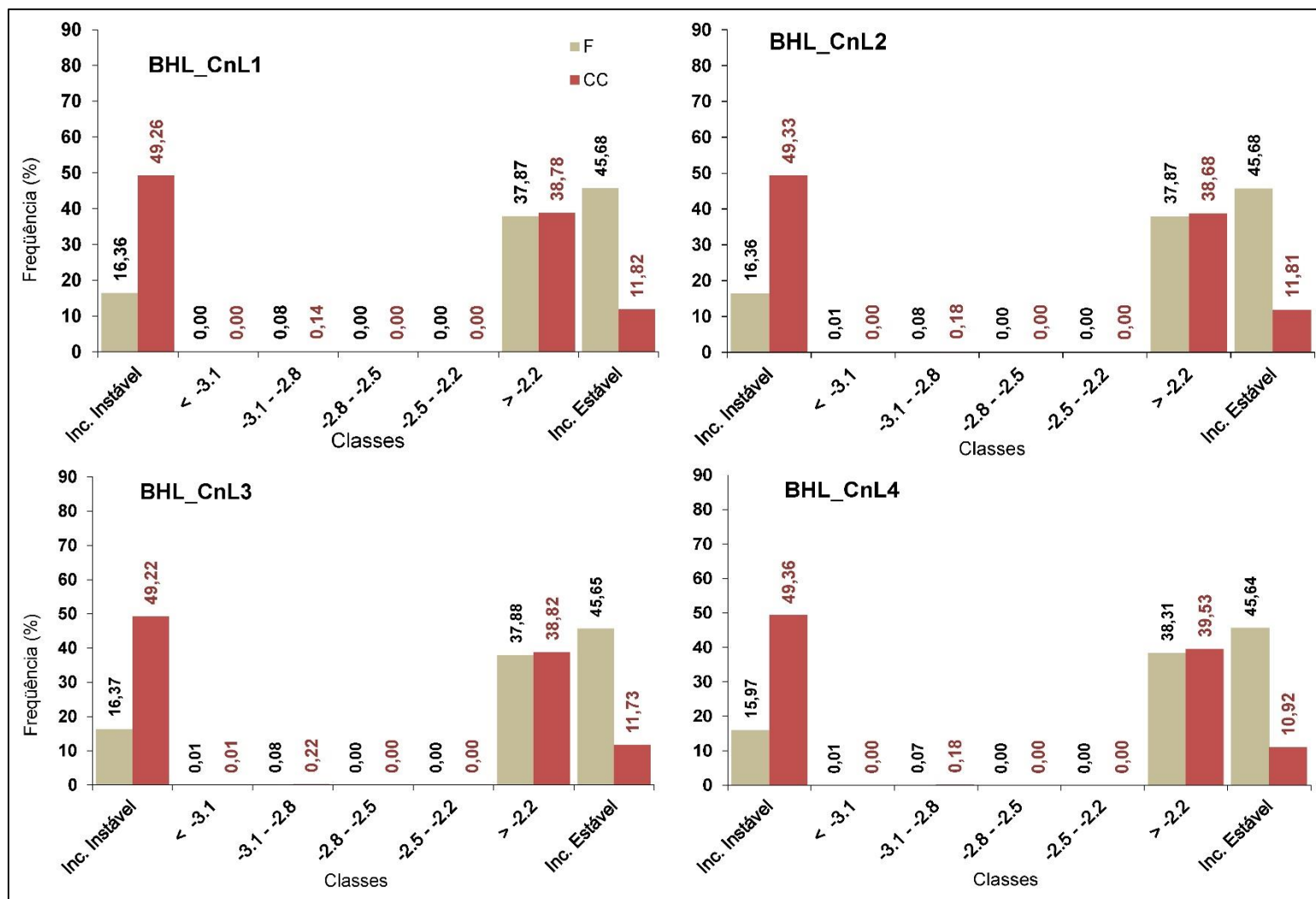


Figura 59: Distribuição de F e CC para a BHL considerando os quatro cenários (CnL1, CnL2, CnL3 e CnL4).

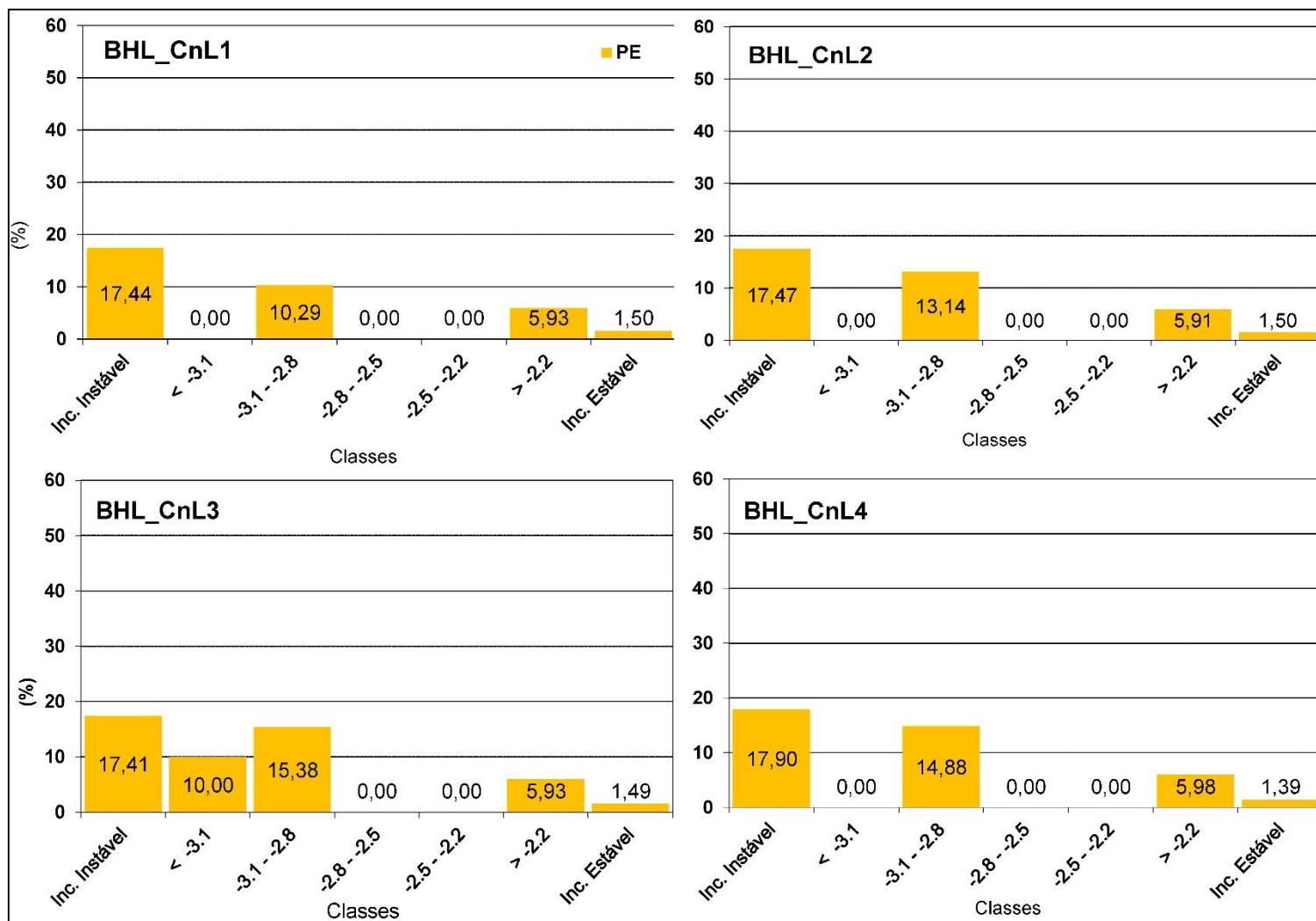


Figura 60: Distribuição de PE para a BHL considerando os quatro cenários (CnL1, CnL2, CnL3 e CnL4).

6.5 ANÁLISE DE MDT's NO MAPEAMENTO DE SUSCETIBILIDADE A ESCORREGAMENTOS

No decorrer deste trabalho foi verificado que a representação digital do relevo e a origem e qualidade dos dados que o representam são fundamentais para a aplicação de modelo matemático de base física, como o SHALSTAB. Assim sendo, neste tópico foram analisadas e discutidas a influência dos Modelos Digitais de Terreno (MDT's) na indicação de áreas suscetíveis a escorregamentos, considerando: os diferentes dados usados para a sua elaboração (Curvas de Nível e LiDAR) para os cenários CN1A e CnL4 (Figura 61). Para esta avaliação também foi discutida a relação entre a morfologia (ex. curvaturas) das bacias e a ocorrência dos escorregamentos rasos.

A Tabela 7 ilustra a distribuição dos percentuais para F, CC e PE referente a classes Incondicionalmente Instável dos dois cenários. Verificou-se uma distribuição similar das quatro classes intermediárias ($\text{Log } q/T > -2,5$ - $-2,2$, $\text{Log } q/T > -2,8$ - $-2,5$, $\text{Log } q/T > -3,1$ - $-2,8$ e $\text{Log } q/T < -3,1$) para as duas bacias em ambos os cenários, com uma variação inferior a 1% entre estas classes, para a Frequência (F) e a Concentração de Cicatrizes (CC). Houve, portanto, uma maior CC na classe Incondicionalmente Instável, bem como para as duas mais estáveis ($\text{Log } q/T > -2,2$ e Incondicionalmente Estável), o que foi determinante no índice de Potencial de Escorregamento (PE) de cada cenário.

Tabela 7: Comparação entre os percentuais da Classe Incondicionalmente Instável considerando os cenários CN1A (Curvas de Nível) e CnL4 (LiDAR).

Cenários	Bacias	Base	F (%)	CC (%)	PE (%)
CN1A	BHBB	Curvas de Nível	18,11	33,08	20,22
	BHL	Curvas de Nível	12,46	32,10	14,91
CnL4	BHBB	LiDAR	19,98	44,74	24,80
	BHL	LiDAR	15,97	49,36	17,90

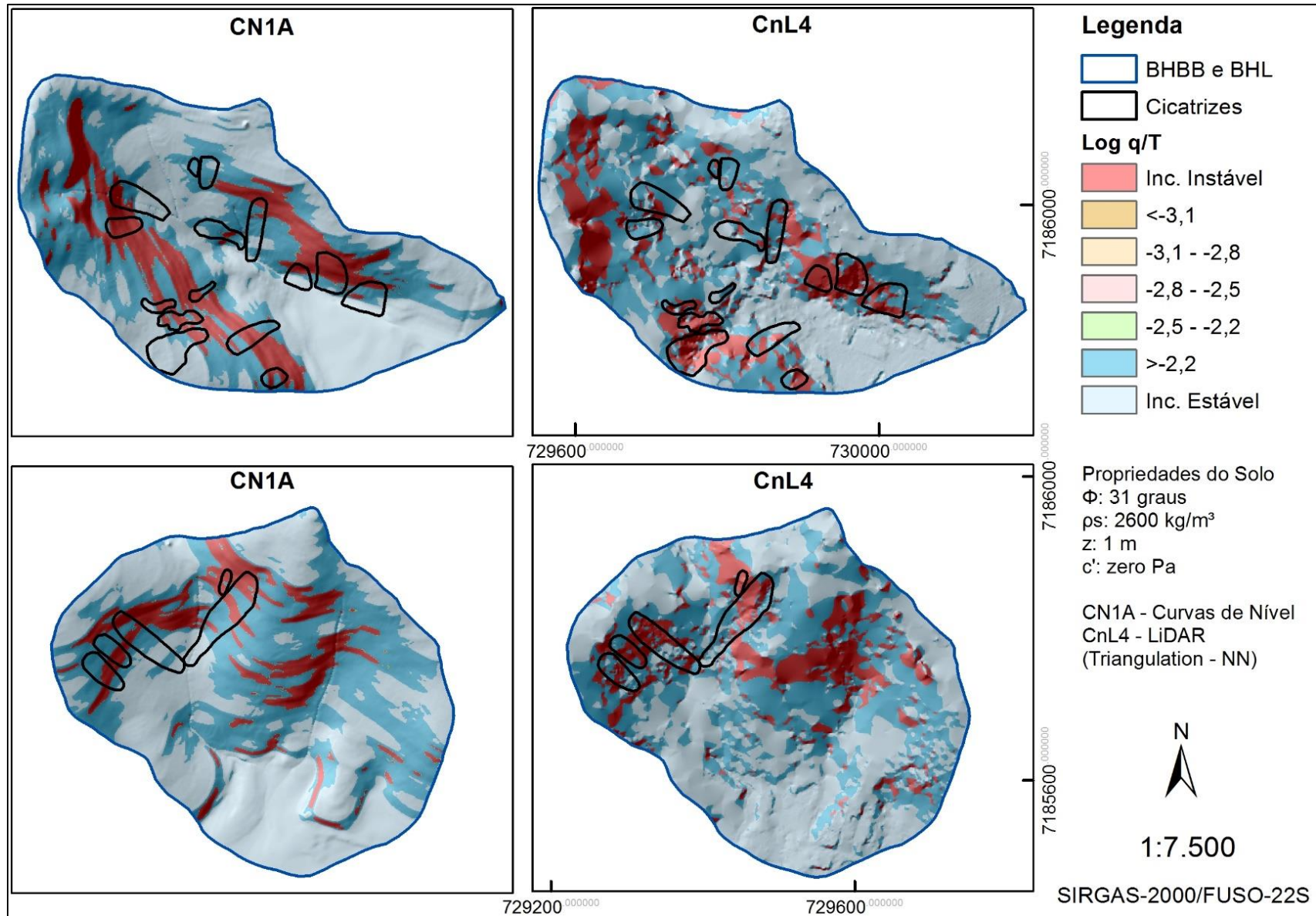


Figura 61: Comparação de cenários entre diferentes dados para geração do MDT para as duas bacias.

Destacadamente o CC obtido do MDT-LiDAR apresentou os maiores percentuais, sendo que em CnL4 houve registro de aproximadamente 45% das células da classe Incondicionalmente Instável no interior das cicatrizes, contra perto de 33% do CN1A, para a BHBB. Para a BHL, aproximadamente 49% das cicatrizes se concentraram na classe Incondicionalmente Instável em CnL4, em oposição a 32% do CN1A. Contudo, estes percentuais, exclusivamente, não podem atestar que o MDT-LiDAR trouxe resultados mais eficientes em relação ao MDT-Curvas, pois houve uma concentração maior de pontos do LiDAR nas áreas afetadas, devido à ausência de vegetação durante o aerolevantamento, favorecendo uma melhor representação da topografia nestes setores das bacias. Este fato é de suma importância, pois na representação topográfica, por meio de curvas de nível, não se contemplou estas feições.

Logo, é justo assumir que ambos os conjuntos de dados para a geração dos MDT's representaram similarmente o relevo, considerando a Frequência das classes do modelo. Referente ao MDT-LiDAR, o número total de *sinks* pode ser representativo na identificação da ferramenta de interpolação mais eficiente, afirmação esta que se apoia na literatura (BARBER; SHORTRIDGE, 2005), conforme já mencionado no item 6.3.

Ao avaliar a distribuição percentual na classe Incondicionalmente Instável (Tabela 7), verifica-se que a exceção do índice CC, tanto F, quanto PE apresentaram valores próximos entre si, com uma diferença inferior a 5% entre os dois cenários para as duas bacias.

No caso do PE da BHBB, o CN1A registrou 20,22%, contra 24,80% do CnL4 para a classe Incondicionalmente Instável. Para a BHL, considerando a mesma classe, a diferença foi ainda menor, próximo de 3%, sendo que o PE de CN1A foi 14,91% e de CnL4 igual a 17,90%. Assim, o uso isolado do índice de CC deve ser melhor avaliado, pois, cabe lembrar que este índice registrou valores bastante elevados no MDT-LiDAR (CnL4) em comparação com o MDT-Curvas (CN1A), com diferenças de aproximadamente 11% para a BHBB e 17% para a BHL considerando a classe mais instável.

Verifica-se, portanto, que somente índice CC não foi suficiente para validar os resultados do modelo. Isoladamente este índice pode levar a uma interpretação que supervalorize ou subvalorize os resultados, sobretudo quando a área total das cicatrizes coincide com apenas uma das classes de instabilidade. Um exemplo pode ser verificado no trabalho de Michel *et al.* (2014) que alcançaram um percentual de 100% entre cicatrizes e as duas classes mais instáveis do modelo. Contudo é importante verificar se o número de cicatrizes foi adequado à dimensão da bacia analisada, pois neste caso, foram mapeadas apenas sete cicatrizes em uma área de aproximadamente 16km². Em Rabacco (2005), que apontou uma supervalorização de áreas instáveis pelo modelo, destacando, porém, que o mapa de cicatrizes abrangeu áreas de depósitos. Deste modo, acredita-se que a validação do modelo deve considerar também o índice PE que pondera a relação entre a área definida como instável e afetada pelas cicatrizes, ou seja, pelo PE é possível avaliar melhor áreas muito pequenas, mas com uma grande concentração de cicatrizes.

Para o CN1A foram registrados algum valor em PE mesmo em baixas Frequências (F), mas com a ocorrência de Concentração de Cicatrizes (CC). Contrariamente o mesmo não ocorreu no CnL4, devido aos valores nulos em algumas das classes intermediárias. Portanto, mesmo que o CnL4 (MDT-LiDAR), tenha mostrado um sutil aumento nos percentuais de PE quando comparado ao Cn1A (MDT-Curvas), considerando apenas a classe mais instável, o mesmo cenário não foi capaz de reconhecer unidades no terreno que indicassem classes intermediárias, sendo que houve valor nulo em duas das classes do CnL4 para a BHBB (Log q/T -2,8 - -2,5 e Log q/T -2,5 - -2,2) e três da BHL (Log q/T <-3,1, Log q/T -2,8 - -2,5 e Log q/T -2,5 - -2,2).

Outra indagação diante dos valores obtidos, refere-se às classes que devem ser consideradas mais instáveis dependendo da dimensão da célula do *grid*. A exemplo do SHALSTAB, Dietrich *et al.* (2001) apresentaram uma discussão sobre, dentre as sete classes de instabilidade do modelo quais devem ser consideradas conforme a qualidade dos dados do MDT. Os autores, por exemplo, apontam para um MDT com *grid* de 5 metros é mais adequado considerar como instável apenas as duas primeiras classes do modelo (Incondicionalmente Instável e Log q/T <-3,1). Por conseguinte, as demais classes devem ser consideradas quando maior a dimensão da célula do *grid* (Dietrich *et al.*, 2001). Em outras palavras, a resolução espacial do MDT é fundamental

para o entendimento da espacialização das áreas potencialmente instáveis. Este é um tema discutido com recorrência na literatura, a exemplo de Zhang; Montgomery (1994) que avaliaram a reposta de MDT's com *grids* de distintas dimensões, variando entre 2, 4, 10, 30 e 90 metros. Dentre os resultados os autores identificaram uma influência da dimensão das células nas respostas de modelos de base física para análise fluxo, no qual houve uma melhora no *grid* de 10 metros em relação ao de 30 e 90 metros, mas nenhuma melhora significativa quando comparado com *grids* de 2 e 4 metros.

Especificamente, considerando MDT's de alta resolução gerados a partir de dados LiDAR, a dimensão da célula do *grid* será fundamental nos resultados finais pois, primeiramente, este valor é dependente da densidade de pontos e da ferramenta de interpolação (BATER; COOPS, 2009; GUO *et al.*, 2010; GOULDEN *et al.*, 2014) e, finalmente o valor adotado para o *grid* vai definir quais dentre as classes do modelo deverão ser consideradas como potencialmente mais instáveis (DIETRICH *et al.*, 2001).

A mesma observação também foi encontrada em Goulden *et al.*, (2014) que verificaram variações nos resultados de análise hidrológica dependendo da paisagem e da resolução do *grid* adotada. Os autores também demonstraram que o LiDAR aerotransportado apresentou limitações quando o terreno apresentou variação sutis. Neste trabalho foi verificado a sensibilidade de atributos espaciais de três bacias hidrográficas em relação a resolução e ao método de interpolação de dados LiDAR para a geração do MDT. Dentre os pontos destacados sobre a temática, foi apontado que o procedimento de interpolação é fundamental para a eficiência dos resultados, chamando a atenção que a execução desta tarefa tem ficado a cargo das empresas contratadas para realizar o levantamento e, portanto, não sendo de conhecimento daqueles que realizam a análise (GOULDEN *et al.*, 2014).

No trabalho apresentado por Ashraf *et al.*, (2012) foi avaliado a base de dados para a geração do MDT (Convencionais e LiDAR) e a questão da dimensão do *grid*. Os autores verificaram a eficiência de dois métodos de análise de vertentes, o *Average Neighbourhood Slope* (ANS) e o *Downhill Slope* (DHS), em plataforma SIG, adotando duas variações para o *grid* elaborado sobre dados convencionais (1 e 10m) e três para o MDT-LiDAR, com dimensão do *grid* variando de 1, 5 e 10m. Dentre os resultados, destacam que o método ANS produziu vertentes menores em relação ao DHS, para

o mesmo MDT, havendo, porém, maiores diferenças entre os métodos quando da utilização do MDT-LiDAR de 1m. Por fim, os autores sugerem cautela quando se estima comprimentos de vertentes usando um MDT-LiDAR de alta resolução.

Ainda sobre o tema da dimensão do MDT, Fuchs *et al.* (2014) chamam a atenção para uma não melhora de resultados mesmo que a dimensão do *grid* seja de alta resolução, como 1 metro. No estudo, foi verificada a influência da resolução do MDT quando aplicado o Fator de Segurança, usando o cálculo de talude infinito. Os autores tomaram um MDT de 10m (TerraSAR x) e outro de 30m (ASTER GDEM v2). Segundo os mesmos, em modelos que tendem a generalizar determinadas propriedades físicas do solo, a adoção de MDT de alta resolução, tende a não melhorar os resultados e, dentre os resultados, destacam que o custo/benefício de dados de alta resolução podem não gerar a eficiência esperada.

Em relação aos resultados aqui obtidos, é importante destacar que a densidade de pontos do LiDAR, referente apenas ao terreno, mostrou-se esparsa, o que pode comprometer a elaboração de um MDT com células de 1 metro. Esta afirmação se apoia na discussão proposta por Hengl (2006), sobre a relação entre a quantidade de elementos amostrados e a definição da dimensão do *grid*, o que permite aventar que a densidade de pontos utilizada para o MDT-LiDAR não seria suficiente para a elaboração de um MDT com *grid* de 1 metro. Isto fortalece o entendimento de que a obtenção de dados LiDAR aerotransportado deve ser precedida da definição de parâmetros específicos para a análise proposta, priorizando uma densidade de pontos mínima para atender a dimensão de *grid* desejada.

Portanto, o MDT-LiDAR não apresentou significativa melhora nos resultados, se comparado ao MDT-Curvas, ainda que os dados LiDAR possuam comprovada eficiência, devido sua precisão e rapidez de coleta (BECKER; CENTENO, 2013, dentre outros), a densidade de pontos, sobretudo em áreas densamente florestadas, como a Serra do Mar e, por sua vez o método de interpolação (CHU *et al.*, 2014, dentre outros), são questões cruciais para melhorar sua eficiência e justificar a não utilização de dados convencionais disponíveis ou produtos de sensores remotos com reduzido custo.

Logo, diante da inexistência de um levantamento com alta densidade de pontos, para a geração de um MDT de alta resolução, a utilização de curvas de nível se mostra como uma opção de melhor custo/benefício. Esta é uma afirmação que também encontrada em Hopkinson *et al.* (2009), por exemplo, que alegaram que diante da necessidade de um trabalho em escala 1:25.000, o MDT gerado a partir de curvas de nível será o mais adequado, considerando o custo/benefício.

Retomando o que foi proposto por Dietrich *et al.* (2001), a pesquisa considerou apenas a classe Incondicionalmente Instável para validação dos cenários, uma vez também que houve uma reduzida ocorrência de classes intermediárias em todos os cenários avaliados, independente dos dados que originaram o MDT. Este fato pode ser explicado diante dos resultados trazidos por MINEROPAR (2013), que não identificou ao longo das vertentes nas duas bacias, a existência de seções côncavas. Todavia, deve-se ressaltar que valores nulos nas classes intermediárias ocorreram apenas quando da aplicação do MDT-LiDAR, diferentemente do MDT-Curvas, que ao registrar, mesmo que infimamente, percentuais nestas quatro classes, gerando valores equilibrados de PE.

Sobre a distribuição das cicatrizes nas duas bacias (Figura 60), verificou-se no CN1A que a classe Incondicionalmente Instável, tanto da BHBB, quanto da BHL, ficou distribuída ao longo do trecho médio e superior das vertentes, acompanhando as curvas de nível. Entretanto, em CnL4, também para as duas bacias, a mesma classe ocorreu predominantemente no interior das cicatrizes, evidenciado pelos valores de CC, assim como nos trechos médios e superiores das vertentes. Neste último cenário, houve uma distribuição menos homogênea da classe em comparação com o CN1A, todavia, assume-se uma distribuição similar ao longo das vertentes nos resultados a partir do MDT-LiDAR assim como no MDT-Curvas.

É importante observar que houve a ocorrência de cicatrizes em todas as áreas definidas como Incondicionalmente Instável para todos os quatro cenários, o que pode ser considerado como uma resposta positiva do modelo. E mesmo que haja áreas nesta classe, mas externas as cicatrizes do evento de 2011, as mesmas ainda podem ser consideradas suscetíveis, pois o modelo não indica um tempo para a ocorrência dos escorregamentos. Não cabendo, portanto, apontar um possível exagero do modelo nesta indicação.

Foi aventado, também, uma possível correlação entre a localização dos escorregamentos com a ocorrência de diques de diabásio mapeados por MINEROPAR (2013), com orientação Sudeste-Noroeste, junto ao interflúvio comum as duas bacias e no limite oriental da BHBB. A influência destas feições intrusivas como determinantes na ocorrência de escorregamentos na Serra do Mar foi proposta por Lacerda (2007), que verificou um aumento da poro-pressão justamente a montante destas feições que recortam transversalmente as vertentes, favorecendo a ruptura neste trecho.

Sobre os parâmetros físicos do solo, cabe destacar que um valor zero para coesão, pode ser verificado em trabalhos como o de Lopes (2013), que coletou amostras na BHBB e também em Vieira *et al.* (2015), em amostras obtidas em três cicatrizes de escorregamentos rasos no município de Caraguatatuba (SP) deflagradas no ano de 1967. Portanto, ao adotar este valor nesta pesquisa, verificou-se que o modelo passou a espacializar uma maior dimensão possível de áreas na classe mais instável e, contrariamente, quanto maior o valor adotado para a coesão, menor a ocorrência desta mesma classe.

Destarte, se utilizado um valor maior de coesão para a mesma profundidade, o modelo tendeu a diminuir a dimensão das classes mais instáveis e aumentar a dimensão das mais estáveis. Todavia, cabe mencionar que o cenário que adotou coesão igual a zero (CN1A) não foi exclusivamente o melhor quando avaliados os índices CC e PE para as duas bacias. O cenário CN3A, considerando uma coesão de 4.000 Pa a uma profundidade de 3 metros, também se mostrou satisfatório.

Com relação à precipitação (98,6 mm) no dia 11 de março de 2011, e o acumulado dos 4 dias antecedentes (171 mm), deve-se ressaltar que os valores registrados para o período do mês de março daquele ano, foram inferiores à média climatológica (item 4.2). Porém, o acumulado nos quatro dias antecedentes ao evento são expressivos e corroboram a proposição de Tatizana *et al.* (1987) sobre o período que deve ser considerado para fins de monitoramento. É possível também argumentar que o aumento da saturação do solo deve estar relacionado com este período, mas o parâmetro topográfico foi determinante na indicação de áreas que ocorreram na classe Incondicionalmente Instável, pois nesta classe a saturação do solo é menos determinante.

Por fim, mesmo que o SHALSTAB generalize as propriedades físicas do solo para toda área, o que gerou críticas ao modelo (LU; GODT, 2013, por exemplo), a adoção de valores obtidos em campo, ainda que não influencie significativamente os resultados, quando da utilização de dados da literatura (LISTO; VIEIRA, 2015), permite uma melhor avaliação da distribuição das classes de instabilidade e, conseqüentemente, uma análise mais apurada da instabilidade da vertente, prestando-se por exemplo, na indicação de áreas prioritárias para o monitoramento hidrológico. Assume-se aqui que a adoção de valores obtidos em campo permite uma melhor análise do processo geomorfológico, expresso pelo modelo e, contrariamente, a adoção de valores arbitrários vai condicionar o modelo a operar apenas como uma ferramenta em ambiente SIG.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Movimentos de massa são fenômenos naturais e frequentes na Serra do Mar, especialmente os Escorregamentos Translacionais Rasos, e que podem ser deflagrados por diferentes fatores, dentre eles as feições do relevo, o montante de precipitação pluvial, as propriedades físicas do solo e, até mesmo, atividades antrópicas ao longo das vertentes. Diferentes técnicas de avaliação e previsão têm sido desenvolvidas no intuito de identificar áreas potencialmente instáveis, sendo que estes resultados podem ser aplicados por exemplo, em planos de zoneamento/ordenamento territorial, o que vem a atender a atual legislação brasileira.

Dentre estas técnicas tem-se os modelos matemáticos em base física, que buscam combinar formulações matemáticas, elaboradas a partir do entendimento de um, ou mais processos, atuantes na paisagem. Um dos exemplos é o modelo SHALSTAB que combina a equação do talude infinito com um modelo hidrológico, vindo a indicar áreas com maior ou menor potencial de instabilidade em escala de bacia hidrográfica.

O SHALSTAB indica áreas potencialmente suscetíveis à escorregamentos em uma bacia hidrográfica, definidas em sete classes, e sua aplicação tem mostrado resultados positivos tanto em trabalhos no Brasil, quanto internacionalmente. Apesar disso, é fundamental entender que o modelo não define um tempo específico para a ocorrência do escorregamento e sua análise se apoia, mormente, na topografia. Sendo assim, mesmo quando os resultados apresentam áreas instáveis, mas que não coincidem com áreas previamente afetadas e mapeadas como cicatrizes, não significa um erro potencial do modelo, pois os escorregamentos poderão vir a acontecer.

Para a aplicação do modelo faz-se necessário um conjunto de parâmetros, que se apoiam, primeiramente na representação do relevo, dado por um Modelo Digital de Terreno (MDT), que permitirá o conhecimento da declividade e da área de contribuição, e informações referentes as propriedades físicas do solo, como o ângulo de atrito interno, a coesão e também a profundidade. De posse destas informações é possível verificar distintos cenários que melhor representam as condições de suscetibilidade a escorregamentos.

A pesquisa aqui proposta verificou a influência de distintos MDT's nas respostas do SHALSTAB. Primeiramente foi verificado um conjunto de dados físicos do solo, que foram analisados em diferentes cenários de suscetibilidade tomando como base para o MDT dados topográficos convencionais (curvas de nível). Essa primeira análise possibilitou identificar quais parâmetros do solo foram mais representativos comparando os resultados do modelo com um mapeamento de cicatrizes. Posteriormente foram replicados os mesmos parâmetros, mas agora tomando como base para a geração do MDT, dados do sistema *laser scanner* aerotransportado LiDAR (*Ligth Detection and Ranging*). Mais uma vez os resultados foram comparados com o mapa de cicatrizes.

Portanto, foi possível comparar os MDT's, sendo que o MDT-LiDAR melhorou infimamente o percentual de acerto em relação ao MDT-Curvas, sobretudo devido ao índice de Concentração de Cicatrizes (CC). Contudo, deve-se lembrar que a obtenção de dados LiDAR se deu posteriormente aos escorregamentos e por isto, os dados marcaram acentuadamente o relevo exposto pelos escorregamentos, o que pode explicar o maior percentual no índice CC, o que refletiu diretamente no índice de Potencial de Escorregamentos. Contrariamente, o MDT-LiDAR requereu uma maior quantidade operações de processamento e a densidade de pontos no terreno ficou muito aquém dos valores observados na literatura.

Estas comparações foram possíveis mediante ao mapeamento de cicatrizes, que foi elaborado neste trabalho com base em dados da literatura. Esta etapa mostrou-se muito importante pois, a dimensão das cicatrizes pode levar a interpretações distintas dos percentuais e da validação do modelo. Adicionalmente é importante destacar que os resultados foram distintos da literatura, o que permite questionar sobre os critérios que devem ser adotados para execução desta tarefa.

Diante disto a hipótese proposta neste trabalho foi confirmada pois, houve reduzida diferença no percentual de acerto do modelo matemático quando da aplicação do MDT-LiDAR, em relação ao MDT-Curvas.

Todavia é fundamental destacar que MDT's gerados de dados LiDAR são amplamente tratados na literatura, e suas respostas mostram-se eficientes em diversas análises. Em última análise a densidade de pontos obtidas no levantamento vai determinar a qualidade do MDT; portanto, a definição de parâmetros prévios de

densidade de pontos deve ser considerada para a utilização desses dados em análises apoiadas em um MDT. Em outras palavras a utilização de dados LiDAR gerado para diferentes fins, ou àqueles que apenas complementam um levantamento aerofotogramétrico, não garante a geração de MDT's consistentes quando, por exemplo, na aplicação de modelos que avaliam fluxos hidrológicos ou a área de contribuição.

A exemplo do município de Antonina, os dados cartográficos existentes são adequados, por exemplo, a atender a elaboração de mapas de suscetibilidade a processo de movimentos de massa, conforme exigido Plano Nacional de Defesa Civil (Lei 12.608/2012). Os testes realizados aqui, mesmo apoiados em dados topográficos em uma escala maior (daquela exigida na legislação), corroboram a eficiência destes dados topográficos convencionais para a aplicação em um modelo preditivo como o SHALSTAB.

Diante do exposto, nota-se um potencial para pesquisas sobre a utilização de produtos gerados a partir de dados LiDAR, em análises geomorfológicas, podendo ser investigado, por exemplo, a eficiência de um MDT-LiDAR obtido por um equipamento com maior intensidade no sinal *laser*; e também qual a melhor relação de pontos por metro/quadrado e parâmetros para obtenção desta densidade, para a elaboração de um MDT eficiente em análises de suscetibilidade usando modelos, sobretudo em áreas densamente florestadas como a Serra do Mar.

Quanto ao modelo, sua aplicação mostrou-se satisfatória, na indicação de áreas instáveis, sendo que os resultados aqui verificados se apoiam na literatura. Quanto as críticas verificadas na sua aplicação, deve-se observar que, mesmo que o SHALSTAB generalize as propriedades físicas do solo, para toda área, a adoção de valores obtidos em campo permite uma melhor avaliação da distribuição das classes de instabilidade. E, somado a isto, o modelo será influenciado significativamente pela base de dados topográficos que irão compor o Modelo Digital de Terreno.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACKERMANN, F. Airborne Laser Scanning dor Elevation Model. **GIM International Journal of Geomatics**. Vol 10. P. 24-25. 1996.

ASHRAF, M.I.; ZHAO, Z.; BOURQUE, C.P.A.; MENG, F.R. GIS-evaluation of two slope-calculation methods regarding their suitability in slope analysis using high-precision LiDAR digital elevation models. **Hydrological Processes**, 26: 1119-1133. 2012.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Origem e Evolução da Serra do Mar. In: **Revista Brasileira de Geociências**. Vol: 28, p.135-150, 1998.

AMARAL, C.; FEIJÓ, R.L. Aspectos Ambientais nos Escorregamentos em Áreas Urbanas. In: VITTE, A.C.; GUERRA, A.J.T. **Reflexões Sobre a Geografia Física no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. p. 193-223. 2004

ARDIZZONE, F.; CARDINALLI, M.; CARRARA, A.; GUZZETTI, F.; REICHENBACH, P. Impact of mapping errors on the reliability of landslide hazard maps. **Natural Hazards and Earth System Sciences** 2: 3–14. 2002.

ASPRS. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing. **Superseded ASPRS LAS 1.0 Format Standard**, May 9. 2003. Disponível em: <<http://www.asprs.org/Committee-General/LASer-LAS-File-Format-Exchange-Activities.html>>. Acesso em: 25 de novembro de 2014.

ASPRS. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing. **Superseded ASPRS LAS 1.4 Format Specification**, October 24. 2010. Disponível em: <<http://www.asprs.org/Committee-General/LASer-LAS-File-Format-Exchange-Activities.html>>. Acesso em: 25 de novembro de 2014.

AUGUSTO FILHO, O. Caracterização geológico-geotécnica voltada à estabilização de encostas: uma proposta metodológica. In: **Conferência Brasileira Sobre Estabilidade de Encostas**, 1, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: ABMS/ABGE/PUCRJ, 1992, v.2, p.721-733, 1992.

- AXELSSON, P. Processing of laser scanner data—algorithms and applications. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**. v. 54. p. 138–147. 1999.
- BARBER, C. T.; SHORTRIDGE, A. Lidar Elevation Data for Surface Hydrologic Modeling: Resolution and Representation Issues. **Cartography and Geographic Information Science**, 32(4):401-410. 2005.
- BATER, W.B.; COOPS, N.C. Evaluating error associated with lidar-derived DEM interpolation. **Computer & Geosciences**. V.35. p. 289-300. 2009.
- BAUM, R. L.; COE, J. A.; GODT, J. W.; HARP, E. L.; REID, M. E.; SAVAGE, W. Z.; SHULZ, W. H.; BRIEN, D. L.; CHLEBORAD, A. F.; MACKENNA, J. P.; MICHEL, J. A. Regional Landslide-hazard assessment for Seattle, Washington, USA. **Landslides** 2: pp. 266-279. 2005.
- BECKER, J.H.; CENTENO, J.A.S. Avaliação de Métodos de Filtragem de Nuvem de Pontos Derivados do Sistema Laser Scanner Aerotransportado para Obtenção de MDT. **Revista Brasileira de Cartografia**. V. 4 N. 65. pp-. 651-659. 2013.
- BEVIN, K. J.; M. J. KIRKBY. A Physically based variable contributing area model of basin hydrology. In: **Hydrological Sciences Bulletin** 24: 43-69. 1979.
- BERNARDES, L.M.C. Distribuição da população do estado do Paraná, em 1940. **Revista Brasileira de Geografia**. v. 12. n.4. p. 565-586. 1950.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. **Boletim Paranaense de Geografia**. n. 16 & 7. p. 85-116. 1965.
- BIGARELLA, J.J.; KLEIN, R.M.; LANGE, R.B.; LOYOLA E SILVA, J.; LARACH, J.O.I.; RAUEN, M.J. **A Serra do Mar e a porção oriental do estado do Paraná: um problema de segurança ambiental e nacional**. Secretaria de Estado do Planejamento – ADEA (Associação de Defesa e Educação Ambiental). Curitiba: Bigarella J.J., Becker R.D., Matos D.J., Werner A. (eds.), 248p. 1978.
- BIERMAN, P.R.; MONTGOMERY, D. R. **Key Concepts in Geomorphology**. W. H. Freeman &Co. 2014.
- BOTELHO, M.F.; SILVA, C.R.; SCHOENINGER, E.R.; CENTENO, J.A.C. Comparação dos resultados de interpoladores “Vizinho mais próximo” e “Inverso de uma distância” no cálculo de volume a partir de dados do laser scanner. **Anais do XII**

Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil. INPE p. 731-736. 2005.

BURNS, W.J., MADIN, I.P. **Protocol for Inventory Mapping of Landslide Deposits from Light Detection and Ranging (LiDAR) Imagery**. Oregon Department of Geology and Mineral Industries, Special Paper 42. 2009.

BURROUGH, P.A.; MCDONNELL, R.A. LLOYD, C. D. **Principles of Geographical Information Systems**. Oxford: Oxford University Press. Third Edition. 432p. 2015.

CANALI, N.E. Geografia Ambiental – Desafios epistemológicos. *In*: MENDONÇA, F. e KOZEL, S. (org.) **Elementos de Epistemologia da Geografia Contemporânea**. Curitiba: Editora UFPR. 2004. p. 165-197.

CARSON, M.A., KIRKBY, M.J. **Hillslope form and process**. Cambridge University. 1972.

CAVALCANTI, R.C.; TAVARES JUNIOR, J.R.; CANDEIAS, A.L.B. Simulação de Mapeamento de Riscos de Inundações Usando Dados LiDAR: Estudo de Caso da Bacia do Rio Una – PE. *In*: **Revista Brasileira de Cartografia**. Nº 65/4: 703-716. 2013.

CHORLEY, R. J. Models in Geomorphology. *In*: CHORLEY, R.J. e HAGGETT, P. (eds.). **Models in Geography**. Methuen e Co., Londres.43-96p. 1967.

CHU, H.J.; WANG, C.K.; HUANG, M.L.; LEE, C.C.; LIU, C.Y.; LIN, C.C. Effect of point density and interpolation of LiDAR-derived high- resolution DEMs on landscape scarp identification. **GIScience & Remote Sensing**, 51:6, 731-747, DOI: 10.1080/15481603.2014.980086

COWEN, D.J.; JENSEN, J.R.; HENDRIX, C.; HODGSON, M.E.; SCHILL, S.R. A GIS-assisted rail construction econometric model that incorporates LIDAR data. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, 66 (11). p. 1323-6. 2000.

CROZIER, M. J. **Landslides: causes, consequences and environment**. New Zeland. 1986.

CRUZ, C.B.M.; BARROS, R.S.; CARDOSO, P.V.; REIS, R.B.; ROSÁRIO, L.S.; BARBOSA, S.S.; RABACO, L.M.L.; LOURENÇO, J.S.Q. Avaliação da exatidão planialtimétrica dos modelos digitais de superfície (MDS) e do terreno (MDT) obtidos

através do LIDAR. In: **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE p.5463. 2011.

DE PLOEY, J.; CRUZ, O. Landslides in the Serra do Mar, Brazil. **Catena**, 6. p.111-122. 1979.

DIETRICH, W. E.; WILSON, K.J.; MONTGOMERY, D.R.; McKEAN, J. Analysis of erosion thresholds, channel networks and landscape morphology using a digital terrain model. In: **Journal of Geology** 3: 161-180. 1993.

DIETRICH, W. E., REISS, R.; HSY, M.; MONTGOMERY, D.R. A Process-Based Model for Colluvium Soil Depth and Shallow Landsliding Using Digital Elevation Data. In: **Hydrological Process**, pp. 383-400. 1995.

DIETRICH, W. E.; MONTGOMERY, D. R., *SHALSTAB*: A Digital Terrain Model for Mapping Shallow Landslide Potential. In: **National Council for Air and Stream Improvement**, 1998.

DIETRICH, W.E.; BELLUGI, D.; ASUA, R.R. Validation of Shallow Landslide Model, *SHALSTAB*, for Forest Management. In: **Land Use and Watershed: Influence on Hydrology and Geomorphology in Urban and Forest Areas. Water Science and Application**. American Geophysical Union: Vol. 2. P: 195-227. 2001.

DSG. Diretoria de Serviços Geográficos. **Carta Topográfica Antonina. Folha SG.22-X-D-II-4-SO**. 2002.

ESRI. **ArcGis 10.2 Lidar Workshop**. Environmental Systems Research Institute. 41p. 2013.

ESRI. **ArcGis, Spatial Analyst, 3D Analyst**. versão 10.3. Environmental Systems Research Institute, 2015.

FERNANDES, N. F., R. F. GUIMARÃES, R. A. T. GOMES, B. C. VIEIRA, D. R. MONTGOMERY AND H. GREENBERG. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. **Catena**, v 5, p. 163-181. 2004

FERNANDES, N.F.; GUIMARÃES, R.F.; GOMES, F.A.T.; VIEIRA, B.C.; MONTGOMETY, D.R.; GREENBERG, H. Condicionantes Geomorfológicas dos Deslizamentos nas Encostas: avaliação de metodologias e aplicação de modelo de previsão de áreas susceptíveis. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.2, n.1, p.51-71, 2001.

FERNANDES, N.F.; AMARAL, C. P. Movimentos de Massa: Uma Abordagem Geológica-Geomorfológica. In: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. (org.) **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.123-194. 1996

FERREIRA, J.C.V. **O Paraná e seus Municípios**. 3ªed. Cuiabá: J.C.V. Ferreira. 1999.

FIDUCIAL;LACTEC. Fiducial Engenharia e Aerolevantamentos Ltda./Instituto Lactec. **Relatório final: metodologia para geração de ortofotocarta na escala 1:2.000 de perímetros urbanos. Estado do PR**. Projeto nº 229. Curitiba. 2013.

FLOOD, M.; GUTELIUS, B. Commercial implications of topographic terrain mapping using scanning airborne laser radar. **Photogrammetry Engineering and Remote Sensing**. LXIII, 327–29; 363–66. 1997.

FUCHS, M.; Torizin, J.; Kühn, F. The effect of DEM resolution on the computation of the factor of safety using an infinite slope model. **Geomorphology** 224. pp. 16–26. 2014.

FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P. Escorregamentos de Caraguatatuba: Expressão Atual, e Registro na Coluna Sedimentar da Planície Costeira Adjacente. In: **CBGE**, 3, Rio de Janeiro: 341-350. 1976.

GLENN, N.F.; STREUTKER, D.R.; CHADWICK, D.J.; THACKRAY, G.D.; DORSCH, S.J. Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. **Geomorphology** 73. pp 131–148. 2006.

GAO, J. Identification of Topographic Settings Conductive to Landsliding From Nelson County, Virginia, U.S.A. **Earth Surface Processes and Landforms**: 579-591. 1993.

GODT, J.W.; BAUM, R.L.; SAVAGE, W.Z.; SALCIARINI, D.; SCHULZ, W.H.; HARP, E.L. Transient deterministic shallow landslide modeling: Requirements for susceptibility and hazard assessments in a GIS framework. **Engineering Geology** 102 pp 214–226. 2008.

GOMES, R. A. T.; GUIMARÃES, R. F.; CARVALHO JÚNIOR, O. A.; FERNANDES, N. F. Análise da Influência da Escala Cartográfica no Resultado de um Modelo de Previsão de Áreas Críticas a Deslizamentos. **Ciência e Natura**, Santa Maria, p. 269-286, 2004.

GOMES, R. A. T.; GUIMARÃES, R. F.; CARVALHO JÚNIOR, O. A.; FERNANDES, N. F. Análise de um Modelo de Previsão de Deslizamentos (Shalstab) em Diferentes Escalas Cartográficas. **Solos e Rochas**, São Paulo, v. 1, p. 85-97, 2005.

GONTIJO-PASCUTTI, A.H.F., HASUI, Y., SANTOS, M., SOARES JÚNIOR, A. V., SOUZA, I. A. As Serras do Mar e da Mantiqueira. In: HASUI, Y. CARNEIRO, C.D.R., ALMEIDA, F.F. M., BARTORELLI. A. (org.) **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca. 2012. p. 549-571.

GOULDEN, T.; HOPKINSON, C.; JAMIENSON, R.; STERLING, S. Sensitivity of watershed attributes to spatial resolution and interpolation method of LiDAR DEMs in three distinct landscapes. **Water Resources Research**. V. 50. P. 1908-1927. 2014. Doi: 10.1002/2013WRO13846.

GUIDICINI, G.; C. M. NIEBLE. **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação**, Edgard Blücher: São Paulo. 2ª Ed. 1983.

GUIMARÃES, R. F. **Utilização de um Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis a Escorregamentos Rasos com Controle Topográfico: Adequação e Calibração em Duas Bacias de Drenagem**. Rio de Janeiro. 150p. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2000.

GUIMARÃES, R. F., D. R. MONTGOMERY, H. M. GREENBERG, N. F. FERNANDES, R. A. T. GOMES; O. A. P. CARVALHO JR. Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. **Engineering Geology**, v. 69, p. 99-108, 2003a.

GUIMARÃES, R.F.; FERNANDES, N.F.; GOMES, R.T.A.; CARVALHO JUNIOR, A.B. Fundamentação Téorica Do Modelo Matemático Para Previsão De Escorregamentos Rasos Shallow Stability. In: **Espaço e Geografia**. Vol.6, N° 2, p. 133:150. 2003b.

GUO, Q.; LI, W.; YU, H.; ALVAREZ, O. Effects of Topographic Variability and Lidar Sampling Density on Several DEM Interpolation Methods. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**. V. 76 (6). P. 1-12. 2010.

GUZZETTI, F.; MONDINI, A.C.; CARDINALI, M.; FIORUCCI, F.; SANTANGELO, M.; CHANG, K.T.; Landslide inventory maps: New tools for an old problem. **Earth-Science Reviews** 112: 42-66. 2012.

HARDING, D.J.; BERGHOFF, G.S. **Proceedings of the American Society of Photogrammetry and Remote Sensing Annual Conference**, Washington, D.C., May, 2000.

HAUGERUD, R.A.; HARDING, D.J. Some algorithms for virtual deforestation of LIDAR topographic survey data. **International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 34(3/W4), Annapolis, USA, pp. 211-217, 2001.

HAUGERUD, R.A.; HARDING, D.J.; JOHNSON, S.Y.; HARLESS, J.L.; WEAVER, C.S.; SHERROD, B.L. High-resolution LIDAR topography of the Puget Lowland, Washington: **GSA Today**, v. 13, no. 6, p. 4–10. 2003.

HAUGERUD, R.A. **Preliminary Interpretation of Pre-2014 Landslide Deposits in the Vicinity of Oso, Washington**. USGS Open-File Report 2014-1065. USGS, Reston. 6p. 2014.

HENGL, T. Finding the right pixel size. **Computers & Geosciences** 32. p. 1283–1298 2006.

HENGL, T.; EVANS, I.S. Mathematical and Digital Models of the Land Surface. In: HENGL, T.; REUTER, H.I. (editors) **Geomorphometry: Concepts, Softwares, Applications**. Vol. 33. Elsevier: The Netherlands. p. 31-63. 2009

HOPKINSON, C.; MASAKI HAYASHI, M.; PEDDLE, D. Comparing alpine watershed attributes from LiDAR, Photogrammetric, and Contour-based Digital Elevation Models. **Hydrological. Process**. 23, 451–463. 2009.

HIGHLAND, L.M.; BOBROWSKY, P. **The landslide handbook—A guide to understanding landslides: Reston**. Virginia: U.S. Geological Survey Circular 1325, 129 p. 2008.

HUTCHINSON, J. N. **Mass movement**. R.W. Fairbridge. Reinhold Book, New York, pp. 688-700. 1958.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Cidades**. Disponível em: <www.ibge.gov.br>. Acesso em: 25 de janeiro de 2013.

KERSTING, A.P.B. **Quality Assurance of Multi-Sensor System**. 295p. Tese (Doutorado em Engenharia Geomática) – School of Engineering, University of Calgary, 2011.

KILLIAN, J.; HAALA, N.; ENGLISH, M. Capture and Evaluation of Airborne Laser Data. **International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing**. Vol. 31. N.3. ISPRS, Vienna, Austria. Pp. 383-388. 1996.

KOZCIAK, S. **Análise da estabilidade de vertentes na bacia do rio Marumbi- Serra do Mar - Paraná**. Curitiba, 141p. Tese (Doutorado em Geologia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2005.

LACERDA, W.A. Landslide initiation in saprolite and colluvium in Southern Brazil: Field and laboratory observations. **Geomorphology** (87) 104-119. 2007.

LI, Z.; ZHU, C.; GOLD, C. **Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology**. CRC Press, 2004.

LISTO, F. L. R.; VIEIRA, B. C. Mapping of risk and susceptibility of shallow-landslide in the city of São Paulo, Brazil. In: **Geomorphology** (Amsterdam), v. 169-170, p. 30-44. 2012. doi:10.1016/j.geomorph.2012.01.010.

LISTO, F. L. R.; VIEIRA, B. C. Influência de parâmetros geotécnicos e hidrológicos na previsão de áreas instáveis a escorregamentos translacionais rasos utilizando o modelo TRIGRS. **Revista Brasileira de Geomorfologia**., v. 16, p. 485-500, 2015.

LONGLEY, P.A.; GOODCHILD, M.F.; MAGUIRE, D.J.; RHIND, D.W. **Geographic Information Systems and Science**. Wiley: England. 2ed. 2005. 517p.

LIU, X. Airborne LiDAR for DEM generation: some critical issues. **Progress in Physical Geography**. V. 32(1), p. 31-49. 2008. DOI: 10.1177/0309133308089496

LOPES, F.C.A. **Avaliação da Influência da Distribuição Espacial da Espessura do Solo e do Nível Freático na Estabilidade de Encosta**. 126p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, 2013.

LU, N.; GODT, J.W. **Hillslope Hydrology and Stability**. Cambridge University Press; 1 ed. 2013.

MAACK, R. Breves notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, vol. II, art. 7, p. 66-154, 1947.

MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2 ed. Rio de Janeiro: José Olímpio. 1981.

MACEDO, R.C; SANTOS, J.R.; SOARES, J.V. Validação de Modelo Digital de Terreno em Área Florestal Com Relevo Ondulado, Gerado a Partir de Dados LiDAR. **Revista Brasileira de Cartografia**. V. 4 N. 65. pp-. 695-702. 2013.

MARTINS, T.D.; OKA-FIORI, C.; VIEIRA, B.C. Mapeamento de cicatrizes de escorregamentos utilizando imagem multiespectral. **Revista do Departamento de Geografia**, v.30. pp. 96-109. 2015.

MEIS, M. R. M.; SILVA, J.X. Considerações Geomorfológicas a Propósito dos Movimentos de Massa Ocorridos no Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 30. n.1 p. 55-73. 1968.

MICHEL, G.P.; KOBIYAMA, M.; GOERL, R.F. Comparative analysis of SHALSTAB and SINMAP for landslide susceptibility mapping in the Cunha River basin, southern Brazil. **Journal of Soils and Sediments**. 2014. DOI 10.1007/s11368-014-0886-4

MINEROPAR – Minerais do Paraná S/A. **Atlas Geológico do Paraná**. Curitiba. 2001. CDROM.

MINEROPAR. Minerais do Paraná S.A. **Carta Geomorfológica Curitiba -SG.22-X-D**. Curitiba: MINEROPAR. 2006.

MINEROPAR. Minerais do Paraná S.A. **Avaliação geotécnica de vertentes na área urbana de Antonina**. RELATÓRIO TÉCNICO. Vol. 1 e 2, 2013.

MONTGOMERY, D. R.; W. E. DIETRICH. Source areas, drainage density and channel initiation. In: **Water Resources Research** **25**: 1907-1918. 1989.

MONTGOMETY, D. R.; W. E. DIETRICH. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. In: **Water Resources Research** **30**: 153-1171. 1994.

MONTGOMERY, D. R., SULLIVAN, K.; GREENBERG, M. H. Regional Test of a Model for Shallow Landsliding. In: **Hydrological Processes**, v. 12. p.943-955. 1998.

NELSON, A.; REUTER, H.I. GESSLER, P. DEM Production Methods and Sources In: HENGL, T.; REUTER, H.I. (editors) **Geomorphometry: Concepts, Softwares, Applications**. Vol. 33. Elsevier: The Netherlands. p. 31-63. 2009.

NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration. **Lidar Provisional Guidance for the Digital Coast Data Access Viewer**. 19 p. 2014.

O'LOUGHLIN, E. M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. In: **Water Resources Research** 22: 794-804.1986.

OKA-FIORI; SANTOS, L.J.C.; CANALI, N. E.; FIORI, A.P.; SILVEIRA, C.T.; SILVA, J.M.F.; ROSS, J.L.S. **Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná**: escala base 1:250.000, modelos reduzidos 1:500.000. Minerais do Paraná – MINEROPAR, Curitiba, 59 p. 2006.

PMA. **Prefeitura Municipal de Antonina**. Plano Diretor Municipal. 2007.

PACHECO, A.P.; CENTENO, J.A.S.; ASSUNÇÃO, M.G.T.A.; BOTELHO, M.F. Classificação de pontos LiDAR para a geração do MDT. **Boletim de Ciências Geodésicas**, sec. Artigos, Curitiba, vol. 17, nº3, pp. 417-438, 2011.

PAULA, E.V. **Análise da Produção de Sedimentos na Área de Drenagem da Baía de Antonina/PR uma abordagem geopedológica**. 168p. Tese (Doutorado em Geografia) Departamento de Geografia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2010.

PACK, R. T., D. G. TARBOTON and C. N. GOODWIN. Assessing Terrain stability in a GIS using SINMAP In **15th annual conference GIS**, Vancouver, British Columbia: 56-68. 2001.

PELLEGATTI, C.H.G.; GALVANI, E. Avaliação da precipitação na Serra do Mar-SP eventos de diferentes intensidade e duração. **Geousp (USP)**, n 27. v. 1, p. 132-148, 2010.

PIKE, R.J.; EVANS, I.S.; HENGL, T. Geomorphometry: A Brief Guide. In: HENGL, T.; REUTER, H.I. (editors) **Geomorphometry: Concepts, Softwares, Applications**. Vol. 33. Elsevier: The Netherlands. p. 3-30. 2009

QUANTUM. Quantum Spatial. **Oso Landslide/Stillaguamish River LiDAR: Technical Data Report**. WA/OR. 31p. 2014

RABACO, L. M. L. **Avaliação de Modelos de Susceptibilidade a Movimentos Gravitacionais de Massa numa Faixa de Dutos**. Dissertação de Mestrado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, pp. 162. 2005.

RAZAK, K.A.; SANTANGELO, M.; VAN WESTEN, C.J.; STRAATSMA, M.W.; JONG, S.M. Generating an optimal DTM from airborne laser scanning data for landslide mapping in a tropical forest environment. **Geomorphology** 190. pp 112–125. 2013.

RODERJAN, C. V.; GALVÃO, F.; KUNIYOSHI, Y. S.; HATSCHBACH, G. G. As unidades fitogeográficas do estado do Paraná, Brasil. **Ciência e Ambiente**. Santa Maria, n.24, p.75-92, 2002.

SANTOS, L. J. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI N E, FIORI A P, SILVEIRA, C. T.; SILVA, J. M. F.; ROSS, J. L. S.; Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.7, n.2, p. 3-11, 2006.

SANTOS, L.J.C.; OKA-FIORI, C.; CANALLI, N.E.; FIORI, A.P.; SILVEIRA, C.T.; SILVA, J.M.F. Mapeamento da vulnerabilidade geoambiental do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**. v 37, n.4, p. 812-820. 2007.

SANTOS, L.J.C.; PAULA, E.D.; GROCHOCKI, M.A.F. Mapeamento Geomorfológico Como Subsídio à Identificação e à Estimativa dos Solos na Área de Drenagem da Baía de Antonina (PR). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.10, n.2, p. 29-36, 2009.

SELBY, M. J. **Hillslope: materials & processes**. New York. 1993.

SEPULVEDA, S.A.; PETLEY, D.N. Regional trends and controlling factors of fatal landslides in Latin America and the Caribbea. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, 15, 1821–1833, 2015.

SHARPE, C.F.S. **Landslides and Related Phenomena: A study of mass-movement of soils and rock**. Columbia University Press. 1938.

SIDLE, R.C.; OCHIAI, H. **Landslides: Processes, Prediction and Land Use**. Water Resource monograph series. American Geophysical Union. Washington, DC: 2006.

SILVA, J. P.; SILVEIRA, C. T.; FIORI, A. P. Aplicação de dois métodos físico-matemáticos para avaliação do índice de estabilidade das vertentes da bacia do Rio Ribeirão / Paranaguá-PR. **Revista GeoNorte**, v. 2(4), p. 1291, 2012.

SILVEIRA, C. T.; FIORI, A. P.; FERREIRA, A. M.; FELIPE, R. S.; KEPEL FILHO, J. L.; FOLADOR, R. M.; COSTA, L.C. Análise do Fator de Segurança da Estabilidade das Vertentes na Bacia do Rio Jacareí, Serra do Mar Paranaense. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n.3. p. 287-297, 2012.

SILVEIRA, C. T.; FIORI, A. P.; FERREIRA, A. M.; GOIS, J. R.; DE MIO, G.; SILVEIRA, R.M.P.; MASSULINI, M.E.B.; LEONARDI, T.M.H. Emprego de atributos topográficos

no mapeamento da susceptibilidade a processos geoambientais na bacia do rio Jacareí, Paraná. **Sociedade & Natureza (Uberlândia)**, v. 25, n.3. p. 623-639, 2013.

SMITH, R.L.; ENGLISH, J. Discovering and Mapping Natural Hazards with LiDAR. In: **GIM International**. Vol.2. nº4. 2012.

SCHULZ, W.H. **Landslides mapped using LIDAR imagery, Seattle, Washington**. U.S. Geological Survey Open-File Report 2004-1396. 11p. 2004.

SCHULZ, W.H. **Landslide Susceptibility Estimated From Mapping Using Light Detection and Ranging (LIDAR) Imagery and Historical Landslide Records, Seattle, Washington**. U.S. Geological Survey Open-File Report 2005-1405. 16p. 2005.

SCHULZ, W.H. Landslide susceptibility revealed by LIDAR imagery and historical records, Seattle, Washington. **Engineering Geology**, n 89. p. 67-87. 2007.

TATIZANA, C., A. T. OGURA, L. E. S. CERRI, M. C. M. ROCHA. Modelamento numérico da análise de correlação entre chuvas e escorregamentos aplicado às encostas da Serra do Mar no município de Cubatão In: **Anais do 5º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia**. ABGE, São Paulo: 237-248. 1987.

TEIXEIRA, M.; BATEIRA, C.; MARQUES, F.; VIEIRA, B.C. Physically based shallow translational landslide susceptibility analysis in Tibo catchment, NW of Portugal. **Landslides** (Berlin. Print), v. 14, p. 1-20, 2014. DOI: 10.1007/s10346-014-0494-9

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: FIBGE/SUPREN, 1977.

TOPODATA. **Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil**. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/>. Acesso em: Janeiro de 2015.

VANHONI, F., MENDONÇA, F. O Clima do Litoral do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.3/4, p.49-53, 2008.

VARNES, D. J. Slope movement types and processes. In S. KRIZEK (ed) **Slope movement types and processes**, Washington, pp. 11-33. 1978.

VIEIRA, B.C. **Previsão de Escorregamentos Translacionais Rasos na Serra do Mar (SP) a Partir de Modelos Matemáticos em Bases Físicas**. Tese (Doutorado em Geografia). Rio de Janeiro. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 193 p. 2007.

VIEIRA, B.C.; GRAMANI, M. Serra Do Mar: The Most “Tormented” Relief In Brazil. In: (Eds) VIEIRA, B.C, SALGADO, A.A.R.; SANTOS, L.J.C. **Landforms and Landscapes of Brazil**. Springer. Pp. 285-298. 2015. DOI: 10.1007/978-94-017-8023-0_26.

VIEIRA, B.C.; RAMOS, H. Aplicação do Modelo SHALSTAB para Mapeamento da Suscetibilidade a Escorregamentos Rasos em Caraguatatuba, Serra do Mar (SP). **Revista do Departamento de Geografia**. V29, p. 161-174. 2015

VIEIRA, B.C.; FERREIRA, F. S.; GOMES, M. C. V. Propriedades Físicas e Hidrológicas dos Solos e os Escorregamentos Rasos na Serra Do Mar Paulista. **Raega - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 34, p. 307-339. 2015

VIEIRA, B.C.; MARTINS, T.D. Avaliação da Aplicação de Modelos Matemáticos em Bases Físicas para Previsão de Escorregamentos Rasos no Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Submetido.

VOSELMAN, G. Slope Based of LASER Altimetry Data. **International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing**, Amsterdam, v. 33 (B3), pp 935- 942. 2000.

ZAIDAN, R.T.; FERNANDES, N.F. Zoneamento de Suscetibilidade a Escorregamentos Rasos em Encostas Aplicado à Bacia de Drenagem Urbana do Córrego do Independência – Juiz de Fora (MG). In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v.10, nº 2, p. 57-76, 2009.

WOLLE, C. M.; CARVALHO, C.S. Deslizamentos em encostas na Serra do Mar - Brasil. **Solos e Rochas**. p. 27-36. 1989.

WSI. Applied Remote Sensing and Analysis. **OLC Lane County: Delivery 1. Data collected for: Oregon Department of Geology and Mineral Industries**. 2013. 16 p.

WU, W.; R. C. SIDLE. A distributed slope stability model for steep forested basins. **Water Resources Research** 31: 2097-2110. 1995.

ZARUBA, Q., MENCL, V. **Landslides and their control**. Amsterdam: Elsevier. 205p. 1976.